

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Departamento de Geodinámica



**LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN LA ZONA
CENTRAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR
David Gómez Ortiz

Madrid, 2001

ISBN: 84-669-1780-2

*Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas*

Tesis Doctoral

***LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA
EN LA ZONA CENTRAL DE LA
PENÍNSULA IBÉRICA***

David Gómez Ortiz

Marzo de 2001

25057

LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN LA ZONA CENTRAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5314019383

David Gómez Ortiz

*Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid*

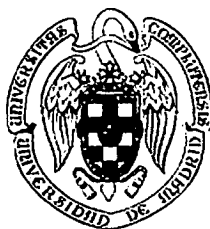
Tesis presentada para optar al Grado de Doctor en Geología

Marzo de 2001

Directores:

Dra. Rosa Blanca Babín Vich

Dra. Rosa Tejero López



i26170437

*Al principio vienen necesariamente a la mente la fantasía y la fábula.
Desfilan después los cálculos matemáticos y, sólo al final,
la realización corona el pensamiento.*

Konstantin Tsiolkovski

Cuando alguien dice 'teóricamente', quiere decir 'realmente no'.

Dave Parnas

Con números se puede demostrar cualquier cosa.

Thomas Carlyle

¡Multiplícate por cero!

Bart Simpson

A mi familia

AGRADECIMIENTOS

Una tesis dura mucho tiempo, quizá demasiado, por lo que normalmente uno no consigue acabarla en el plazo que hubiera querido porque, como dijo Ortega y Gasset, “yo soy yo y mi circunstancia”, y en muchas ocasiones las circunstancias son más fuertes que uno. Sin embargo, todo llega a su fin y durante ese largo proceso son muchas las personas que, directa o indirectamente, han contribuido de diversas maneras a la consecución del mismo. Seguro que alguien se me queda en el tintero, por lo que le ruego que me lo sepa perdonar.

Mi primer recuerdo tiene que ser para Juan Bergamín ya que él fue el principal “culpable” de que yo iniciara esta Tesis y de todo lo que he aprendido de geofísica en general, y de gravimetría en particular. Desgraciadamente no puedes compartir este momento, pero espero que te guste el resultado final, estés donde estés. Gracias.

Mis otras dos directoras, Rosa Babín y Rosa Tejero, han sido también amigas y “jefas” a la vez, y sin ellas nunca habría llegado hasta aquí. Rosa Babín comenzó a trabajar conmigo durante la tesina y, no cansada de ir al campo conmigo y de dedicarme su tiempo, estuvo encantada de reengancharse a la Tesis y siempre me ha dado el apoyo científico y material que he necesitado, por no hablar del humano. Rosa Tejero se incorporó oficialmente a la Tesis tras el fallecimiento de Juan, pero siempre había estado ahí. Con ella seguimos avanzando en la geofísica y en muchos otros aspectos y siempre ha sido una fuente inagotable y agotadora de ideas y caminos a seguir. Aunque a veces, reconozco, parecía que nunca íbamos a acabar de probar nuevas cosas y que ésto no tendría fin, ahora debo admitir que íbamos por el buen camino.

Pero fuera del ámbito académico tengo que agradecer a mis padres y mi hermana el apoyo incondicional durante tantos años de trabajo. Ellos son también responsables de haber llegado al final de la Tesis, y verdaderamente no se imaginan hasta qué punto sin su ayuda nunca habría llegado a escribir estas líneas. Gracias por aguantarme y por estar siempre interesados en ella, desde casa o desde más de 8.000 kilómetros. Espero poder recompensaros.

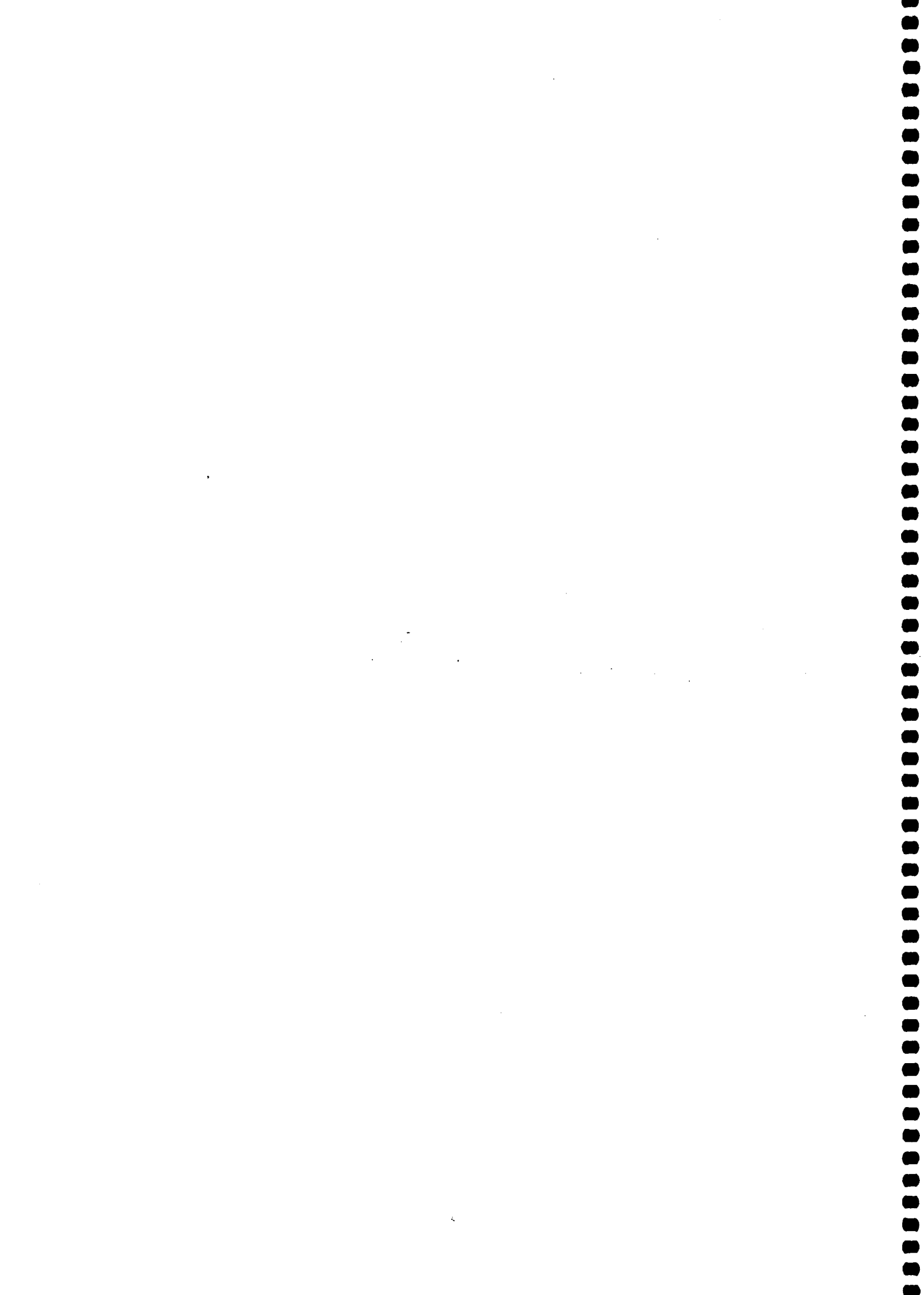
En el departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense también hubo muchas más personas que se mostraron interesadas en la Tesis. Entre los profesores está Antonio Rivas con el que he compartido comidas y discusiones sobre Corel Draw y otros temas. Entre los doctores-profesores mis compañeros Josechu, Meaza, Miguel, Alfonso y Jorge, que siempre marcaron la pauta a seguir ya fuera con su ejemplo o tomando cañitas en algún bar. Y entre el resto de compañeros, algunos doctores y otros casi, no puedo olvidarme de Fernando, con el que compartí las primeras campañas de gravimetría, bocatas de lomo en Soria y muchas horas de despacho y carretera. Nieves, compañera de despacho muchos años y con quien he pasado muchas horas contándonos nuestras penas sobre la tesis. Espero que esto te sirva de aliciente para acabar la tuya. Carmen, alias *Carmencita*, compañera de la facultad y posteriormente del ITGE, con la que también he compartido muchas horas de gravímetro, de coche, de ordenador y hasta nos ha tenido que rescatar del barro algún tractor. Ayudarte con tu Tesis me ha servido para mejorar y poner a punto la mía. Ánimo, de verdad que te queda muy poco. Geles también ha sido compañera de facultad y del ITGE y con su tranquilidad y, sobre todo, su escepticismo acerca de los aspectos más físicos de mi Tesis, me ha servido para tener una visión más realista de la misma que a veces puedes llegar a perder. Silvia, claro ejemplo de una persona inteligente y trabajadora, además de estupenda compañera. Ánimo porque tu gran momento está todavía por llegar, pero llegará. Raúl, con su verbo y su optimismo inagotable es capaz de transformar una pregunta inocente en horas de discusión. Gracias por el interés que siempre has mostrado. Mónica, la representante de Sudamérica en el departamento. A pesar de que cada día coincidíamos menos tiempo, siempre tenías una sonrisa y una pregunta acerca de cómo iba la Tesis. Pilar, nuestra corresponsal en las Antípodas. Tú deberías haber ido antes que yo, pero tus circunstancias sí que son fuertes. Nena, tú vales mucho, lo celebraremos en Wellington. Y por último, pero no por ello menos importante, Carmina, que eras siempre un vendaval cuando venías desde la Autónoma pero servía para darnos un respiro.

Después fui a parar al ITGE, curioso microcosmos donde existen muy diversos tipos de personas. Algunos son grandes profesionales, otros grandes personas, y a veces incluso ambas cosas. Entre los últimos están Félix Bellido, Ángel Martín Serrano y Vitorio Monteserín, sin olvidar a mi tutor en esos años, Cecilio Quesada, que siempre me proporcionó la ayuda que necesité. Sin embargo, el verdadero potencial del ITGE

está en sus becarios y contratados (el material fungible). Allí pude conocer a Cristina (un breve período de tiempo), Maite, Pilar y las representantes gaditanas, Mari Carmen y Estefanía (la Mery y la Estefy), todas ellas doctoras en ciernes. Y entre los contratados están Ricardo, Inma y Rosa, estas últimas compañeras de despacho en los últimos meses. Siento haber estado tan concentrado y no haberos dado mucha conversación. ¿Y qué decir de Maite, la secretaria? Pues que no pierdas nunca ese carácter...Gracias a todos/as.

Y en el entorno de amigos, se encuentran todos aquellos que siempre te daban ánimos, te preguntaban cuánto quedaba y no ponían cara rara cuando les contestabas que “todavía no he acabado”. Por ejemplo, mis compañeros de promoción José Miguel, Nuria, Alejandro, Rocío, Teresa, Olga, Fabián, Edurne, Ferrambo, Josema... (¿me falta alguien?). Tampoco puedo olvidarme de José Manuel, mi “colega” mexicano aunque sea ingeniero y no geólogo, pero con el que he compartido también muy buenos momentos. Fuera de la Geología, mi compañera de francés Cristina, que entre cine y cine siempre me daba ánimos, Maite, Ariadna (Ari) que a pesar de estar lejos siempre me preguntaba por correo electrónico qué tal iba todo y cuándo acababa, o Marta (Martita) también siempre con una palabra de ánimo. Por último, mis compañeros Marco, Miriam, Idoia, Patricia, Santi, Mariola, Loli, Xosé, Pablo, Cristina y Xavier, que a pesar de no estar en el mundo de la Geología sí hemos conversado sobre “todo lo que siempre quisiste saber y nunca te atreviste a preguntar sobre el Tercer Ciclo”.

Esta Tesis ha sido posible gracias a una Beca Predoctoral Complutense y una Beca del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), y ha sido financiada por los proyectos de la DGICYT PB-91/0397, PB-94/0242 y PB-98/0846.



ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	3
1.1 Planteamiento de la investigación	5
2. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	9
2.1 Situación geográfica	9
2.2 Situación geológica	11
3. SÍNTESIS GEOLÓGICA	17
3.1 Síntesis estratigráfica	17
3.1.1 Basamento precámbrico-paleozoico	17
3.1.1.1 Rocas metasedimentarias pre-ordovícicas	19
3.1.1.2 Rocas paleozoicas de edad Ordovícico-Devónico	20
3.1.1.3 Rocas ígneas pre-hercínicas	21
3.1.1.4 Rocas ígneas hercínicas	22
3.1.2 Materiales que forman la cobertera	24
3.1.2.1 Pérmico	24
3.1.2.2 Triásico	26
3.1.2.3 Jurásico	28
3.1.2.4 Cretácico	29
3.1.2.5 Terciario	34
3.1.2.6 Cuaternario	35
3.1.3 El relleno de las cuencas	35
3.1.3.1 Cuenca del Duero	35
3.1.3.2 Cuenca de Madrid	43
3.1.3.3 Cuencas terciarias en el interior del Sistema Central	46
3.2 Síntesis tectónica	49
3.2.1 Orogenia hercínica	50
3.2.2 Deformaciones tardihercínicas	52
3.2.3 Orogenia alpina	53
3.3 Modelos tectónicos del Sistema Central	56
4. LAS ESTRUCTURAS ALPINAS EN LA ZONA NORTE DEL SISTEMA CENTRAL	67
4.1 Cartografía geológica y estructural	67
4.2 Modelos de pliegues asociados a fallas	68
4.2.1 Modelos de pliegue de propagación de falla con basamento implicado	71
4.2.1.1 Modelo de Narr y Suppe (1994)	73

4.2.1.2 Modelo de McConnell (1994)	78
4.2.1.3 Modelo Trishear (Erslev, 1991)	83
4.2.1.4 Modelo de Mitra y Mount (1998)	86
4.2.2 Modelo de pliegue de despegue (Jamison, 1987)	89
4.3 Estudio estructural de los pliegues de cobertera en la zona norte del Sistema Central	91
4.3.1 Pliegues asociados a fallas con basamento implicado	92
4.3.1.1 Pliegue de Urueñas-Burgomillado	92
4.3.1.2 Pliegue de Sepúlveda	109
4.3.1.3 Pliegue de Ventosilla	115
4.3.1.4 Pliegue de Revilla	123
4.3.1.5 Pliegue de Fuentidueña	125
4.3.1.6 Pliegue de Valsequillas	126
4.3.1.7 Pliegue de Vegas de Matute	131
4.3.1.8 Pliegue de Ituro	133
4.3.2 Fallas en el basamento sin pliegues asociados	134
4.3.2.1 Canteras de Fuentenebro	135
4.3.2.2 Falla de Carbonero el Mayor	137
4.3.2.3 Falla de Zarzuela del Monte	141
5. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER	145
5.1 Levantamiento gravimétrico	145
5.1.1 Determinación de la cota de las estaciones	146
5.1.2 Medida del campo gravimétrico	147
5.2 Cálculo de la gravedad teórica	150
5.3 Cálculo de la anomalía de Bouguer	155
5.4 Cálculo del error del levantamiento	156
5.5 Obtención del mapa de anomalías de Bouguer	157
5.6 Obtención de datos de densidades	160
5.6.1 Densidades obtenidas a partir de muestras de roca	161
5.6.2 Densidades obtenidas a partir de sondeos	167
5.6.3 Comparación de densidades con áreas próximas	171
5.7 Análisis cualitativo del mapa de anomalías de Bouguer	172
6. GRAVIMETRÍA. SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL	179
6.1 Metodología del ajuste polinómico	181
6.2 Metodología del análisis espectral	182
6.2.1 Análisis de Fourier	183
6.2.2 Desarrollo del análisis de Fourier para conjuntos de datos bidimensionales	185

6.2.3 Espectro de potencia o espectro de energía	188
6.2.3.1 Espectro de potencia de una distribución de masas a profundidad constante	190
6.2.3.2 Espectro de potencia de dos distribuciones de masa situadas a distintas profundidades	190
6.2.4 Estimación de profundidades a partir del análisis espectral	191
6.2.4.1 Conjuntos de datos unidimensionales	191
6.2.4.2 Conjuntos de datos bidimensionales	195
6.2.5 Separación de anomalías a partir del análisis espectral	197
6.2.5.1 Filtro respuesta ajustado	198
6.2.5.2 Filtro tipo Wiener	199
6.2.6 Inversión de datos geofísicos	202
6.2.6.1 Inversión de datos unidimensionales	202
6.2.6.2 Inversión de datos bidimensionales	204
6.3 Análisis de las fuentes causantes de las anomalías en el centro de la Península Ibérica	206
6.3.1 Resultados obtenidos del ajuste polinómico	206
6.3.2 Mapas de anomalía regional y residual obtenidos mediante el ajuste polinómico	208
6.4 Resultados obtenidos del análisis espectral	210
6.4.1 Profundidades de las principales discontinuidades corticales	216
6.5 Mapas de anomalías regionales y residuales calculados a partir del análisis espectral	217
6.5.1 Mapa regional de anomalías de Bouguer	220
6.5.2 Mapa residual de anomalías de Bouguer	220
6.5.2.1 Análisis cualitativo del mapa residual de anomalías de Bouguer	222
6.6 Geometría del Moho	226
7. MODELOS GRAVIMÉTRICOS	237
7.1 Información previa	237
7.1.1 Sondeos	237
7.1.2 Datos aeromagnéticos	239
7.1.3 Datos sísmicos	240
7.2 Proceso de modelización	243
7.3 Modelos de densidades	244
7.3.1 Descripción de los modelos	245
7.3.1.1 Modelo 1-1'	245
7.3.1.2 Modelo 2-2'	260

7.3.1.3 Modelo 3-3'	269
7.3.1.4 Modelo 4-4'	271
7.3.1.5 Modelo 5-5'	275
8. ISOSTASIA	283
8.1 Modelos isostáticos flexurales	283
8.2 Cálculo del espesor elástico efectivo	285
8.2.1 Modelo con rigidez flexural igual a cero	285
8.2.2 Carga en el techo	287
8.2.3 Carga en profundidad	288
8.2.4 Combinando carga superficial y en profundidad	289
8.3 Cálculo de la coherencia	290
8.4 Cálculo del espesor elástico efectivo de la litosfera en la zona de estudio	294
8.4.1 Cálculo de la admitancia y el EEE	295
8.4.2 Cálculo de la coherencia	300
8.5 Discusión	302
9. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	307
9.1 La estructura de la corteza	307
9.2 La estructura de la corteza en el marco de la tectónica alpina	311
9.3 El espesor elástico efectivo y la reología de la litosfera del Centro Peninsular	314
9.4 Conclusiones	323
BIBLIOGRAFÍA	331
ANEXO I	
Mapa geológico del Centro Peninsular	355

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

El Sistema Central constituye una cadena compleja que ha sufrido los efectos de las orogenias Hercínica y Alpina. Su estructura es reflejo de esta evolución, especialmente de los procesos mas recientes que han dado lugar a la morfoestructura que se observa actualmente. Desde un punto de vista geográfico, el Sistema Central constituye una estrecha zona de aproximadamente 40 kilómetros de anchura con relieves importantes respecto a las zonas circundantes que corresponden a las cuencas del Duero y Tajo. Sin embargo, desde un punto de vista geológico, el Sistema Central presenta una mayor anchura puesto que incluye afloramientos de materiales metamórficos que aparecen aislados entre los sedimentos terciarios de la cuenca del Duero. El objetivo fundamental de esta Tesis es **caracterizar la estructura de la corteza en la zona del Centro Peninsular en general y del Sistema Central en particular**, entendiendo éste como unidad geológica y no sólo geográfica.

Para alcanzar dicho objetivo, se hace preciso combinar técnicas tanto geológicas como geofísicas. Ambas deben ir íntimamente ligadas principalmente en un estudio de carácter regional, ya que los datos geológicos de superficie no permiten hacer extrapolaciones fiables a profundidades importantes, en especial a nivel de la estructura global de la corteza, pero por otro lado y debido a la indeterminación inherente a los procesos de inversión de los métodos geofísicos, ninguna interpretación geofísica será correcta si no se tienen en cuenta todos los datos geológicos existentes. Es por ello que en esta Tesis se han combinado ambas metodologías.

Desde un punto de vista estructural, este trabajo pretende completar los estudios sobre el estilo de la deformación en la cobertera cretácica del borde norte del Sistema Central, llevados a cabo por el autor durante la Tesis de Licenciatura en una zona reducida del mismo. Esta zona no había sido estudiada en detalle desde el punto de vista del análisis geométrico de las estructuras alpinas, por lo que se planteó la necesidad de aplicar este tipo de técnicas a todo el borde norte del Sistema Central y combinar dichos resultados con los publicados por diferentes autores para el borde sur, de manera que se obtuviera una información geológico-estructural que sirviera además como punto de partida para acotar las posibles soluciones que se derivaran de la modelización geofísica, fundamentalmente gravimétrica.

Así pues, para alcanzar el objetivo general propuesto se determinaron una serie de objetivos parciales, entre los que destacan los siguientes:

1.- Caracterización de la geometría de las estructuras alpinas superficiales, observables tanto en el basamento como en la cobertera, con el fin de definir sus características y estimar la continuidad de las mismas en profundidad. Para ello, se hace preciso la aplicación de modelos de pliegues asociados a fallas con basamento implicado así como una cartografía geológica suficientemente detallada como para proporcionar los elementos geométricos necesarios para la aplicación de dichos modelos.

2.- Elaboración de un mapa de anomalías de Bouguer para la zona de estudio, cuyo fin es conocer la distribución de densidades en la corteza. El análisis de dicho mapa por diversas técnicas permitirá determinar el número y profundidad de las fuentes corticales que general las anomalías gravimétricas observadas, definir la geometría del límite corteza-manto y servirá de base para la elaboración de modelos.

3.- Integrar la información geológica de superficie con los datos obtenidos a partir del análisis y tratamiento del mapa de anomalías de Bouguer, que unidos a la información sísmica y de sondeos disponible, darán lugar a unos modelos gravimétricos en $2 + 1/2D$ que muestran la estructura de la cadena y las diferencias que existen entre distintas zonas. A partir de dicha integración de datos, se llegará a la elaboración de un modelo cortical para la zona.

4.- A partir del análisis conjunto de la información gravimétrica, sísmica, geológica y topográfica disponible, realizar estimaciones sobre las características reológicas de la corteza en la zona del Centro Peninsular así como sobre el estado isostático de la misma.

5.- Por último, integrar todos estos aspectos u objetivos parciales en un modelo cortical para esta zona del Sistema Central en particular y del Centro Peninsular en general.

1.1. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

La realización de esta Tesis se ha llevado a cabo según un plan de trabajo clásico en la investigación. Durante el mismo, se han desarrollado los siguientes aspectos:

1.- Estado del conocimiento en el problema planteado.

Ello ha requerido una consulta bibliográfica de los trabajos referidos tanto a conocimiento de la geología de la zona, fundamentalmente en su vertiente estructural, como a los datos geofísicos y su interpretación en lo referente al estudio de la corteza.

2.- Adquisición de datos.

La naturaleza multidisciplinar de los objetivos planteados ha hecho que la toma de datos haya tenido que efectuarse en diferentes fases:

- Campañas de campo para toma de datos estructurales y cartografía.
- Campañas de campo de levantamiento gravimétrico.
- Recopilación de muestras para medidas de densidades de las rocas.
- Recopilación de datos ya publicados.

3.- Metodología y análisis de los datos.

El amplio espectro de datos ha necesitado el estudio de numerosas metodologías, de entre las cuales se han aplicado aquellas que parecían proporcionar mejores resultados y que habían sido aplicadas con éxito en áreas similares a la de estudio.

Parte de estas metodologías ha supuesto el trabajo de puesta a punto para su aplicación con los medios disponibles y el desarrollo de programas informáticos. Este aspecto ha sido especialmente arduo en las primeras etapas del trabajo, donde los medios informáticos al alcance eran limitados.

Entre los métodos utilizados están:

- Estudio de la geometría de pliegues y fallas asociadas mediante modelos ya establecidos.
- Técnicas de elaboración de un mapa de anomalías de Bouguer.
- Separación regional-residual.
- Inversión de datos geofísicos.
- Modelización gravimétrica.
- Aplicación de parámetros tales como coherencia y admitancia al estudio reológico de la corteza.

4.- Análisis de los datos.

La aplicación de todas las técnicas anteriores permite obtener una serie de resultados parciales en aspectos tales como:

- Características geométricas y cinemáticas de las estructuras del borde norte del Sistema Central.
- Elaborar un mapa de anomalías de Bouguer.
- Establecer la profundidad de las principales discontinuidades corticales a partir de datos gravimétricos.
- Establecer modelos de densidades de la corteza.
- Calcular el espesor elástico efectivo de la corteza.

5.- Síntesis y discusión de los resultados.

Por último, los resultados van a permitir alcanzar el objetivo propuesto: conocer la estructura de la corteza en el Centro Peninsular.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

2. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

2.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio comprende una importante área del centro peninsular (fig. 2.1) con una extensión aproximada de 28.000 Km². Las coordenadas UTM referidas al huso 30 estarían comprendidas aproximadamente entre 300000 y 500000 para la dimensión X y entre 4420000 y 4630000 para la Y. En dicha zona se incluyen tanto la parte oriental del Sistema Central que comprende la Sierra de Guadarrama, Somosierra y la parte más oriental de Gredos, como una región considerable de las cuencas del Duero, Tajo y de Madrid, situadas al norte de la zona de investigación la primera y al sur las siguientes.

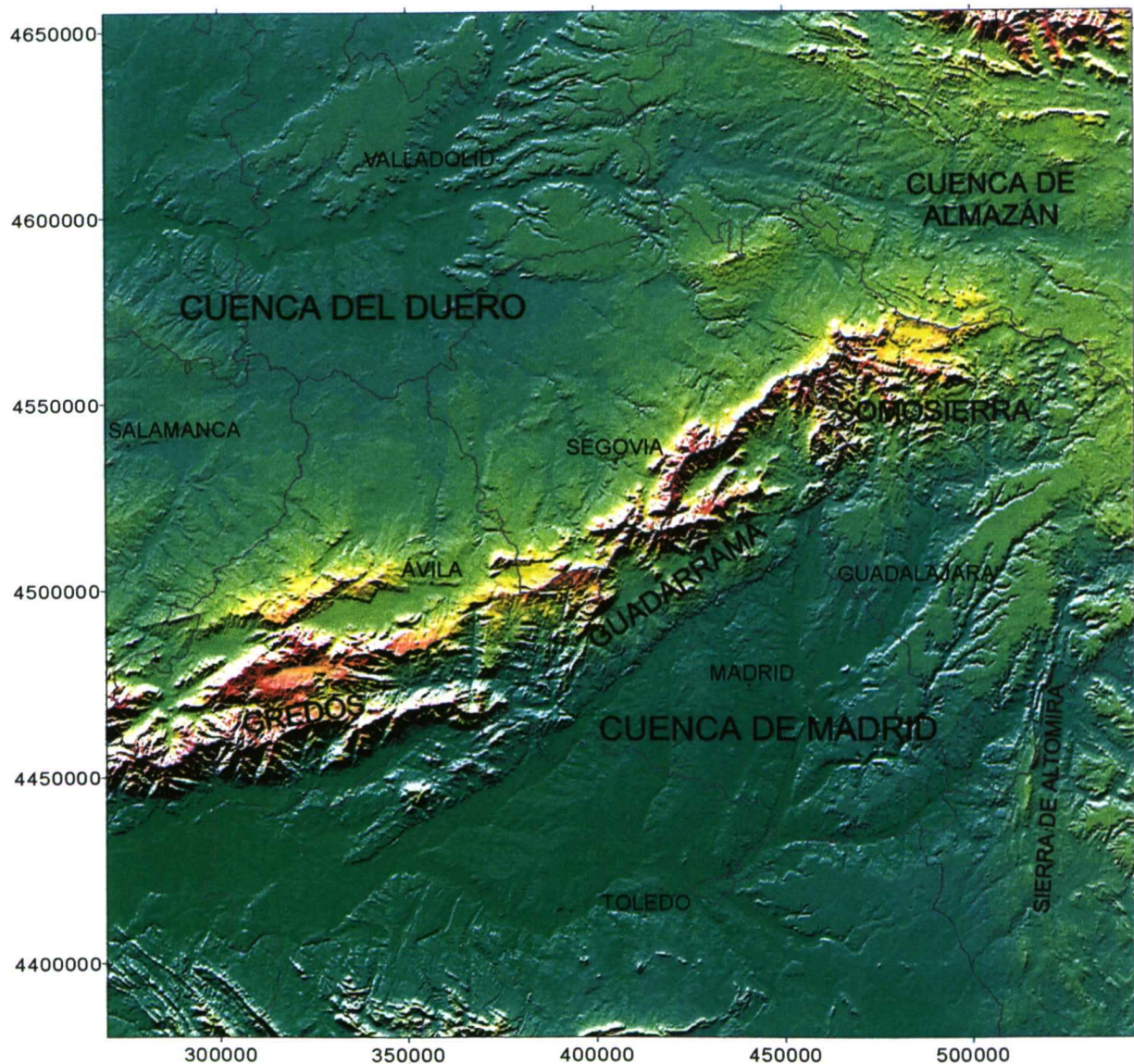


Figura 2.1. Localización y características geográficas del área de estudio. Coordenadas UTM en metros, huso 30. Tomado de Sánchez Serrano (2000).

Desde un punto de vista geográfico, comprende parte de las provincias de Valladolid, Ávila, Segovia, Soria, Madrid y Guadalajara, en desigual proporción, que se distribuyen en un total de 55 hojas topográficas a escala 1:50.000.

Topográficamente, se caracteriza por una zona central donde se concentran las mayores elevaciones, apareciendo la mayor altura en la alineación montañosa que corresponde a los límites del valle del Lozoya, con el pico de Peñalara que alcanza los 2.428 m. Son numerosas en este entorno cotas próximas o incluso superiores a los 2.000 m, como son la Cabeza de Hierro (2.380 m), la Maliciosa (2.227 m), el Nevero (2.209 m), Najarra (2.106 m) o las Mesillas (2.011 m), dando lugar a un relieve bastante abrupto.

Este relieve presenta una distribución asimétrica. El límite norte de esta zona central con la cuenca del Duero, está representado por un importante escalón topográfico con un desnivel que llega a alcanzar los 1.000 metros, visible a gran distancia, mientras que el borde sur, en su límite con la cuenca de Madrid, está formado por un conjunto de escalones morfológicos que originan una zona más transicional. En general, la morfología está generada por un conjunto de bloques estrechos, levantados y separados por cuencas intramontanas también estrechas, alargadas según la dirección media de la cadena. Todo ello da lugar a la aparición de zonas elevadas entre valles encajados, con una clara orientación estructural, que varía según las zonas. En la Sierra de Guadarrama, como se observa en el valle del Lozoya, la dirección es NE-SO, pasando a ser E-O en la zona de Gredos como lo manifiesta la orientación de las cuencas de Campoazálvaro y Amblés, situadas en el límite occidental de la zona de estudio. Sin embargo, en el área de Somosierra, la orientación predominante de los valles es N-S como se muestra en los mapas topográficos.

La Cuenca del Duero, desde el punto de vista topográfico, corresponde a una zona de relieves suaves con una altitud media de 850 m. Las cotas mas elevadas se sitúan en la zona de transición al Sistema Central, y rápidamente se transforman en la topografía prácticamente horizontal que constituye la Meseta Castellana, donde aparece un relieve de páramos muy característico debido a la presencia de niveles carbonáticos que dan lugar a la formación de mesas. Existen también algunos valles de ríos

encajados, cuyas orientaciones nuevamente están condicionadas por la tectónica, siendo las direcciones predominantes la NE-SO y NO-SE, E-O y N-S según las zonas. El nombre de la cuenca se debe a su río más importante, el Duero, de dirección general E-O y existen otros de menor recorrido, condicionados en mayor o menor grado por la tectónica, como son el Adaja, Voltoya, Eresma, Pirón, Cega y Duratón.

Por último, la Cuenca de Madrid topográficamente presenta unas características muy similares a las de la Cuenca del Duero, con relieves más suaves en su zona central y las mayores cotas situadas en la zona del límite con el Sistema Central, aunque en este caso las cotas son inferiores, de 650 m aproximadamente. El nivel de calizas de los páramos está ligeramente basculado hacia el SO y da lugar a encajamientos de la red hidrográfica, como sucede en la zona del valle del río Tajuña. Los ríos presentan orientaciones NE-SO, NO-SE o N-S, siendo el mas importante el Tajo acompañado por alguno de sus afluentes como son el Jarama, Henares, Tajuña, Guadarrama o Alberche.

2.2 SITUACIÓN GEOLÓGICA

El Sistema Central es una cadena intraplaca, formada durante la orogenia Alpina como consecuencia de un régimen compresivo causado por la convergencia de las placas Europea y Africana, desde comienzos del Eoceno. Se extiende a lo largo de 500 Km, desde la costa portuguesa hasta el borde oeste de la Cadena Ibérica, con una disposición OSO-ENE, separando al norte y al sur las cuencas de los ríos Duero y Tajo respectivamente (fig. 2.2). Está constituido por rocas metamórficas e ígneas de edad Precámbrico y Paleozoico, sobre las que se disponen los sedimentos mesozoicos y terciarios que rellenan las cuencas. Los afloramientos mesozoicos orlan en la actualidad la parte central y oriental de la cadena, aumentando de espesor hacia el este. Las rocas paleozoicas y precámbricas han sido afectadas por las fases de deformación y metamorfismo hercínicos y por las diversas etapas de fracturación que han tenido lugar durante los tiempos tardihercínicos y mesozoicos (Triásico y Jurásico). Durante las etapas de deformación alpinas se forma el Sistema Central, cuya estructura es la de un “pop-up” cortical, es decir, un bloque elevado de corteza limitado por fallas inversas (Capote *et al.*, 1990; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1992) y las cuencas adyacentes.

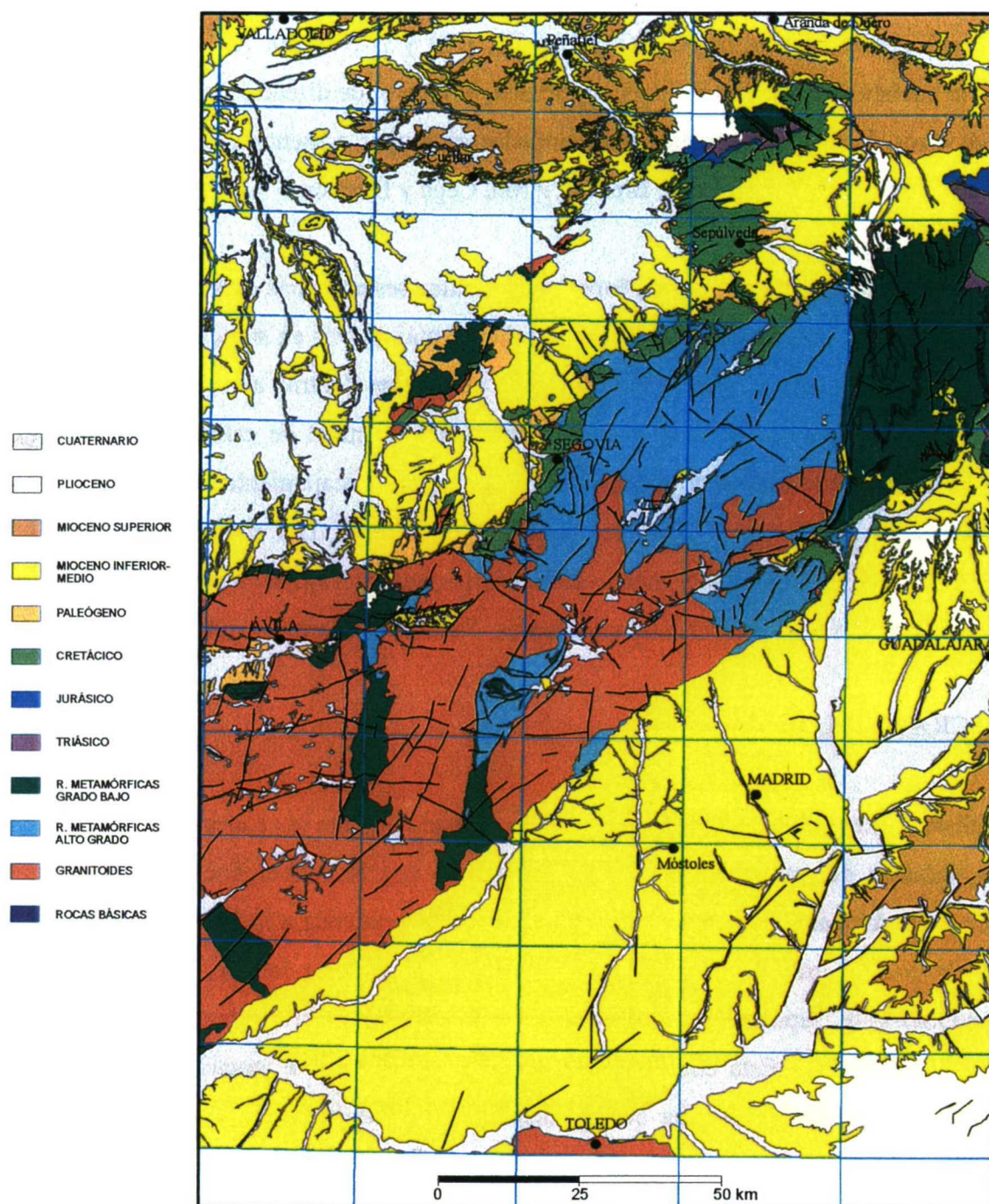


Figura 2.2. Mapa geológico de síntesis del área de estudio donde se muestran los materiales y características geológicas principales descritos en el texto. El recuadro en azul indica los límites de las hojas a escala 1:50.000.

En la zonación del Macizo Hercínico establecida por Lotze (1945), los afloramientos pre-mesozoicos del Sistema Central, excepto su parte mas oriental de grado metamórfico bajo, están incluidos en la "Zona Galaico-Castellana". Posteriormente, esta división en zonas es revisada por Julivert *et al.* (1974), incluyendo

todo el Sistema Central en la "zona centro-ibérica" (Julivert, 1983), caracterizada por presentar la cuarcita ordovícica discordante sobre el substrato y con carácter transgresivo, a diferencia de la "zona asturoccidental-leonesa", donde ésta se presenta estratigráficamente continua.

Las características geológicas generales se conocen desde principios de siglo, cuando E. Hernández Pacheco (1923) considera el Sistema Central formado en dos etapas, una Hercínica y otra Alpina. A partir de este momento, son numerosos los trabajos que tratan aspectos estratigráficos, petrológicos y tectónicos con el fin de determinar la génesis y posterior evolución de la cadena.

En una clasificación más moderna, el área investigada (Fig. 2.2) se incluye en los dominios Guadarrama y Guadarrama oriental según la división del Sistema Central llevada a cabo por Bellido *et al.* (1981). Según estos autores, las características principales de este dominio se pueden resumir en :

- Afloramiento de materiales preordovícicos con metamorfismo de grado alto
- Presencia de amplias zonas donde se alcanza el grado de anatexia
- Existencia de granitoides tardihercánicos

Sobre estos materiales descritos constituyentes del zócalo, se encuentran sedimentos de edades mesozoicas y cenozoicas. Los primeros corresponden al Cretácico y afloran sobre bandas alargadas de dirección NE-SO, paralelas a la dirección de la cadena, controladas por la reactivación de los desgarres tardihercánicos (p. ej. Alía, 1972; Capote, 1983, entre otros). Los materiales constituyentes son siliciclásticos en su base, de ambiente continental, mientras que el resto corresponde a dolomías y margas principalmente de ambiente de plataforma somera y llanuras de mareas (Alonso, 1981; Alonso y Mas, 1982). Las deformaciones del zócalo afectan a las series cretácicas y paleógenas, originando pliegues monoclinales con vergencia al NO y SE, que frecuentemente aparecen decapitados por la acción de la erosión o de las fallas.

Los materiales cenozoicos aparecen ampliamente distribuidos, fundamentalmente en ambas cuencas terciarias, dispuestos tanto sobre sedimentos mesozoicos como sobre rocas metamórficas del zócalo, en todos los casos, de forma

discordante. Están constituidos por depósitos siliciclásticos continentales originados en ambientes de abanicos aluviales que provienen de la erosión del zócalo y de la cobertera cretácica, con predominio de depósitos de edad neógena. Los materiales paleógenos aparecen restringidos a los bordes de cuenca y están afectados por los cabalgamientos alpinos. Esto hace que los sedimentos presenten buzamientos muy fuertes en las proximidades de estas estructuras, que se van suavizando al alejarse de ellas llegando incluso a disponerse horizontales.

Por último, los afloramientos correspondientes a materiales cuaternarios, aparecen relacionados con la red fluvial actual, con el desarrollo de abanicos aluviales y depósitos de ladera en la mayor parte del área de estudio. Existen también materiales cuaternarios eólicos en la parte meridional de la Cuenca del Duero, restringidos a unos pequeños afloramientos situados en el área de Cantalejo-Cuéllar.

CAPÍTULO 3

SÍNTESIS GEOLÓGICA

3. SÍNTESIS GEOLÓGICA

En este apartado se recoge una síntesis de las características de todos los materiales que afloran o que se han determinado mediante sondeos, así como un resumen de la evolución tectónica y de los modelos tectónicos propuestos para el Sistema Central.

3.1 SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA

A partir de datos bibliográficos, se realiza una descripción de los materiales presentes en el área de estudio, que abarcan desde el Precámbrico hasta el cuaternario, resumiendo los aspectos estratigráficos, sedimentológicos, paleogeográficos, etc. estudiados por numerosos autores y recogidos en publicaciones, Tesis Doctorales y memorias de mapas geológicos MAGNA.

Hay que distinguir dos grandes conjuntos de materiales, por un lado los constituyentes del basamento precámbrico-paleozoico, que han sido afectados por las orogénias hercínica y alpina, y por otro lado los materiales de la cobertera mesozoico-cenozoica, afectados únicamente por la orogenia alpina. Las series sedimentarias pérmicas han sido incluidas también en los materiales de la cobertera al no encontrarse implicados en las deformaciones hercínicas.

3.1.1 BASAMENTO PRECÁMBRICO-PALEOZOICO

El Sistema Central presenta abundantes materiales metamórficos y plutónicos cuya edad abarca desde el Precámbrico hasta el Silúrico, afectados por la orogenia hercínica y por un metamorfismo que oscila entre el grado alto y medio con abundantes rocas de tipo granítico al oeste, y el grado bajo sin apenas granitoides al este. Todos ellos se encuentran integrados en la Zona Centro-Ibérica, según la clasificación del Macizo Hespérico realizada por Julivert *et al.* (1974) que es una revisión de la efectuada por Lotze (1945). Esta zona se caracteriza por presentar la cuarcita ordovícica discordante sobre el substrato y con carácter transgresivo.

Capote *et al.* (1981) distinguen en función de la estratigrafía, metamorfismo y abundancia de rocas plutónicas, 3 complejos en el Sistema Central:

- Complejo de Gredos: limitado al este por el cabalgamiento hercínico de fase 2 de Santa María de la Alameda. Presenta materiales ordovícicos discordantes sobre un conjunto esquisto-grauváquico similar al de Salamanca. Bajo él, se encuentran neises del tipo “Ollo de Sapo” (Capote y Vegas, 1968; Capote, 1973). El metamorfismo más visible es de alta presión y existe una gran abundancia de rocas plutónicas granodioríticas con afloramientos de ortoneises muy deformados aislados.

- Complejo del Guadarrama: limitado al E por la zona de cizalla de Berzosa, presenta sólo series preordovícicas. Son paraneises y rocas de silicatos cálcicos y mármoles, con neises ocelares debajo (neis Berzosa, neis Morcuera (Capote y Fernández Casals, 1975)). Dentro de este complejo se diferencian el Dominio de Segovia, con predominio de neises félicos y ortoneises, y el Dominio de Buitrago, con predominio de paraneises con paraanfíbolitas. Presenta un metamorfismo regional intenso, de grado medio y alto, con granitoides más abundantes que el complejo anterior. La estructura es de pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

- Complejo de Somosierra-Ayllón: presenta una serie sedimentaria que va del Ordovícico al Pérmico inferior, con el Ordovícico situado directamente sobre neises tipo “Ollo de Sapo”. El metamorfismo es poco intenso y no hay granitoides.

Bellido *et al.* (1981) distinguen únicamente dos áreas (fig. 3.1), el Dominio de Guadarrama oriental, al este de la zona de cizalla de Berzosa, y el Dominio Guadarrama, al oeste, que incluiría los complejos de Guadarrama y Gredos definidos por Capote *et al.* (1981). La falla de Berzosa se presenta por tanto como un importante límite que, aunque inicialmente fue definido como un cabalgamiento dúctil de segunda fase hercínica (Capote *et al.*, 1977; Fernández Casals, 1979; González Lodeiro, 1980, 1981; Capote *et al.*, 1981; González Casado, 1987), posteriormente se demostró su carácter de falla normal hercínica (Macaya *et al.*, 1991; Escuder *et al.*, 1996; Hernáiz *et al.*, 1996; Escuder y Valverde, 1999), siendo un accidente extensional dúctil de segunda fase con lineación de estiramiento al sureste originado por colapso extensional.

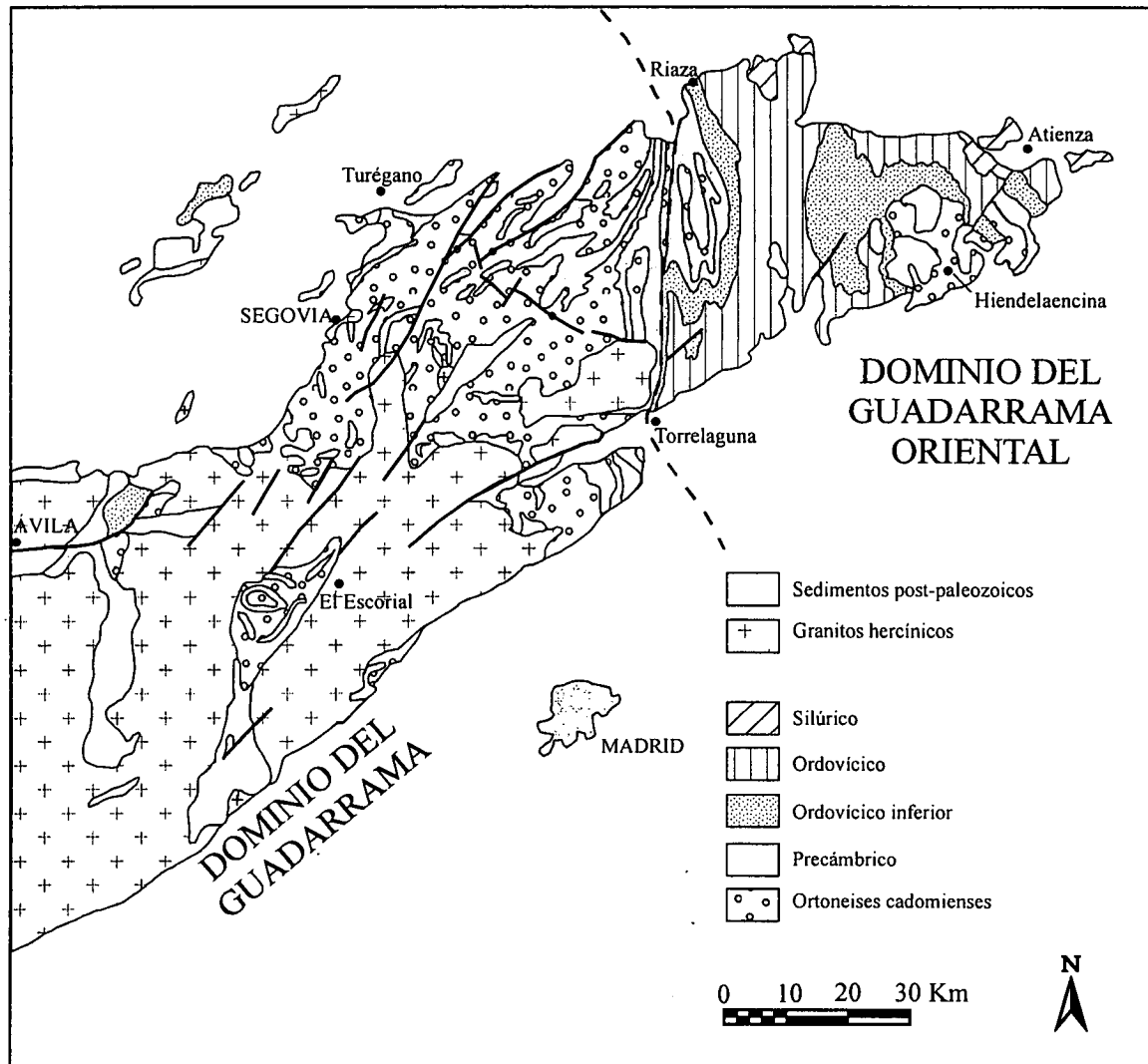


Figura 3.1. Esquema de las zonas y materiales pre-mesozoicos del Sistema Central descritos en el texto. Según Bellido *et al.* (1981).

Para su descripción, se han dividido los materiales existentes en cuatro grupos: rocas metasedimentarias preordovícicas, rocas paleozoicas de edad Ordovícico a Devónico, rocas ígneas pre-hercínicas y rocas ígneas hercínicas.

3.1.1.1. Rocas metasedimentarias pre-ordovícicas

Los materiales que aparecen bajo la discordancia Sárdica son de edad incierta debido a la falta de restos paleontológicos y a estar intruidos por rocas metaígneas que rompen la continuidad de los afloramientos.

Las formaciones pre-ordovícicas de la Sierra de Guadarrama han sido correlacionadas con el Complejo Esquistograuváquico del Alcudiense superior (San José *et al.*, 1990), o con las formaciones de Aldeatejada y Monterrubio en Salamanca (Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985). Macaya *et al.* (1991) no rechazan la posibilidad de que el techo de los metasedimentos del Dominio del Guadarrama oriental y el macizo de Santa María de Nieva sea de edad Cámbrico inferior.

El espesor de estos metasedimentos debe ser de varios kilómetros, y están compuestos de esquistos y paraneises con cuarcitas y capas discontinuas de mármoles, anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos.

3.1.1.2. Rocas paleozoicas de edad Ordovícico-Devónico

El sector central de la Sierra de Guadarrama sólo presenta dos afloramientos de rocas paleozoicas, Ojos Albos y Santa María de Nieva, constituidos por retazos del Ordovícico inferior con intercalaciones metapelíticas del Llanvirniense a techo.

En la zona oriental (Somosierra-Ayllón), la sucesión es mucho más completa, extendiéndose desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico medio. Las series alcanzan hasta 4.000 metros de espesor y están constituidas por (Bellido *et al.*, 1981; Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985):

- una secuencia ordovícica que empieza con cuarcitas con pizarras intercaladas de 350-600 metros de espesor (Formación Constante, Schafer, 1969). Su edad, por presentarse en continuidad o paraconformidad bajo la cuarcita armoricana, debe ser Tremadoc-Arenig (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). Sobre estos materiales se disponen gruesos bancos de cuarcitas del Arenig (Formación Alto Rey), de entre 80 y 130 metros de espesor, y sobre ella una potente (1700 metros de espesor) sucesión pelítica, muy monótona (Formación Rodada) que presenta trilobites de edad Llandeilo.
- una secuencia silúrica discordante sobre la anterior, compuesta por 200-300 metros de cuarcitas (Formación Santibáñez, Schafer, 1969) y ampelitas con alternancia

de arcillas y areniscas (Formación Cañamares, Soers, 1972) con fósiles de edad Llandovery inferior en la base y Ludlow superior a techo (Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985).

El Silúrico acaba en la Formación Alcolea (Soers, 1972), compuesta por 750-800 metros de areniscas, cuarcitas y pizarras, cuyo techo presenta el límite con el Devónico. Éste está representado por la Formación Cercedilla, con un espesor de 625-700 metros de pizarras alternando con calizas y dolomías que afloran en el anticlinal de Riba de Santiuste. Su edad va del Gedinense al Eifeliense inferior (Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985).

3.1.1.3. Rocas ígneas pre-hercínicas

Se dividen en tres grupos:

- **Metabasitas:** están restringidas al Dominio central de la Sierra de Guadarrama (Villaseca, 1983). Son ortoanfibolitas dispersas en los metasedimentos de la zona de Turégano que afloran como bandas discontinuas. Se interpretan como sills toleíticos de edad precámbrica.

Otro grupo está constituido por metagabros y metadioritas que intruyen las rocas pre-ordovícicas y que aparecen sólo en corredores de cizalla de segunda fase hercínica asociados al engrosamiento cortical que empezó en el Devónico (Villaseca, 1985).

- **Ortoneises:** son las rocas que ocupan mayor extensión en la zona central del Dominio Guadarrama. Su carácter es metaígneo e intruyen entre el Cámbrico medio-Ordovícico inferior. Las edades obtenidas mediante datación por Rb-Sr dan valores entre 500 y 470 millones de años para su emplazamiento (Viallette *et al.*, 1986, 1987) y una datación por U-Pb indica 540 millones de años (Wildberg *et al.*, 1989). Estas edades parecen relacionar la intrusión con las etapas finales de la orogenia Cadomiense.

- **Leuconeises:** son las facies más ácidas, sin augen, de los neises glandulares (Bellido *et al.*, 1981; Villaseca, 1983). Parecen tener un carácter subvolcánico y epizonal.

La composición química de ortoneises y leuconeises varía de granodiorítica a leucogranítica respectivamente, de composición peralumínica, indicando un origen por fusión parcial de corteza continental de tipo pelítico-semipelítico durante las últimas etapas de la orogenia Cadomiense.

3.1.1.4. Rocas ígneas hercínicas

Se distinguen tres grupos, todos intruyendo en las rocas precámbricas y paleozoicas descritas anteriormente:

- **granitos de colisión sin-metamórficos** (Lagarde *et al.*, 1992): no son muy abundantes. Su edad está comprendida entre 345-380 millones de años (Serrano Pinto *et al.*, 1987; Lagarde *et al.*, 1992). Se originan por fusión en niveles corticales medios-profundos. Dentro de este grupo hay dos tipos:

- *granitoides intermedios con afinidad calcoalcalina:* asociados a diversos tipos de rocas básicas. En la Sierra de Guadarrama aparecen en forma de masas de leucogranitos de escaso volumen asociados a los ortoneises peralumínicos (Villaseca, 1983; Fúster y Villaseca, 1987).

- *granitoides peralumínicos:* aparecen en zonas de intensa migmatización en forma de pequeños cuerpos paraconcordantes con la fábrica regional (Barbero, 1992) y afectados por el plegamiento de la tercera fase hercínica.

- **granitos de colisión post-metamórficos:** constituyen el mayor volumen de rocas plutónicas. Han intruido en niveles epizonales de la corteza favorecidos por los episodios distensivos tardihercínicos (Casquet *et al.*, 1988). Su edad se ha establecido entre 344 y 275 millones de años, siendo el principal período de actividad 310 ± 15 millones de años (Villaseca *et al.*, 1993; Viallette *et al.*, 1981; Ibarrola *et al.*, 1987; Andonaegui, 1990; Pérez Soba, 1991;

Casillas *et al.*, 1991). Los plutones más antiguos se emplazaron a presiones de 3 Kb (plutón de Villacastín, 344 millones de años (Ibarrola *et al.*, 1987) y los más modernos entre 1 y 1,5 Kb (La Cabrera, Bellido, 1979). Las sucesivas intrusiones originaron un grueso nivel cortical. Existen a su vez dos tipos de granitoides (Casillas y Peinado, 1987, 1988; Casillas, 1989; Villaseca *et al.*, 1993):

- *granitoides moderadamente peraluminicos*: con cordierita como accesorio, su composición oscila desde granodioritas hasta leucogranitos.
- *granitoides débilmente peraluminicos*: con anfíbol y alanita como accesorios. El mayor volumen corresponde a los monzogranitos, siendo escasos los leucogranitos.

Constituyen numerosas unidades intrusivas de hasta 100 Km² de afloramiento. Presentan enclaves máficos microgranulares y xenolitos de rocas tonalíticas o más básicas (Andonaegui, 1990).

- **diques post-orogénicos y anorogénicos**: existen dos períodos diferenciados (fig. 3.2), uno de edad pérmica y otro de edad Mesozoico inferior.

- *diques pérmicos calcoalcalinos*: se encuentran asociados a episodios distensivos tardihercínicos (Villaseca *et al.*, 1992; Huertas *et al.*, en prensa; Doblas, 1991). Se trata de un magmatismo bimodal debido a una importante participación de material mantélico en las etapas de adelgazamiento post-orogénico. En una primera etapa se generaron diques calcoalcalinos de afinidad soshonítica (Huertas, 1990). Los diques de la primera etapa presentan dirección E-O, con subsistemas N-S, asociados a rocas básicas, mientras que en la segunda etapa los diques están restringidos a un sector local del Dominio del Guadarrama Central.

- *diques mesozoicos alcalinos*: se encuentran en la zona de Gredos y Guadarrama occidental. Constituyen una única serie de diques, de dirección N-S y carácter alcalino de probable edad Triásico superior. Se trata

de pórfidos sieníticos y diabasas. Estos diques se encuentran cruzados por el dique de Alentejo-Plasencia que ha sido datado como Jurásico medio (Schermerhorn *et al.*, 1978) y que es de carácter toleítico. Su origen está relacionado con un probable fraccionamiento en zonas de la corteza inferior.

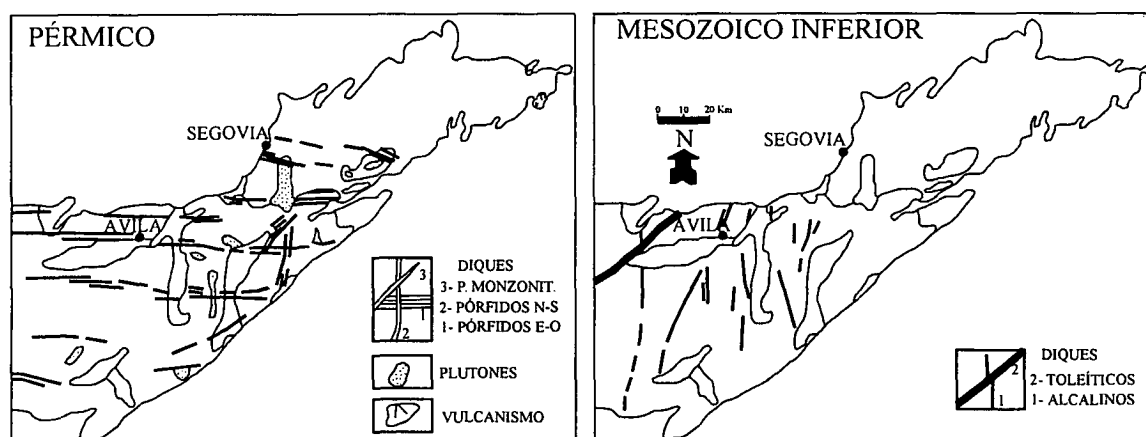


Figura 3.2. Esquema de los principales sistemas de diques y manifestaciones magmáticas del Sistema Central en el Pérmico y Mesozoico inferior, según Villaseca *et al.* (1992).

3.1.2. MATERIALES QUE FORMAN LA COBERTERA

Los materiales que se han incluido en la cobertera sedimentaria abarcan desde el Pérmico hasta el cuaternario, y constituyen todos los materiales que no se encuentran afectados por la orogenia hercínica, pero sí por las fases de deformación tardihercínicas y/o alpinas. Los materiales que ocupan una mayor extensión areal son los terciarios, que se distribuyen en dos grandes cuencas, cuenca del Duero y cuenca de Madrid, y en una serie de cuencas de menor tamaño localizadas en el interior del Sistema Central.

3.1.2.1. Pérmico

Aflora en el área de estudio en forma de pequeñas cuencas fuertemente controladas por la tectónica de desgarre tardihercínica, y sin relación con la división en zonas del Paleozoico.

Materiales de edad pérmica aparecen en la hoja 1:50.000 de Atienza, constituidos por lutitas con intercalaciones de areniscas, conglomerados y rocas piroclásticas. Los conglomerados son más frecuentes hacia la base, pasando a techo a materiales de litología más fina que pueden intercalar pequeñas carboneras (Rey y Ramos, 1991). Su edad, de acuerdo con restos vegetales encontrados, es Autuniense. La potencia oscila entre 135 y 260 metros según los autores, y se disponen en concordancia sobre materiales cámbricos, ordovícicos y silúricos de la Cordillera Ibérica. El medio sedimentario corresponde a abanicos aluviales con zonas de llanura de inundación y turberas a techo.

Más al sur existen varias cuencas pérmicas en la zona de Tamajón-Pálmaces (Guadalajara). Diversos trabajos recogen la estratigrafía y sedimentología de estos materiales (Ramos y Sopeña, 1976; Sopeña *et al.*, 1977; Sopeña *et al.*, 1988; Pérez Mazarío, 1989. En esta zona (fig. 3.3), los autores distinguen cuatro unidades (Ramos y Sopeña, 1976; Sopeña *et al.*, 1977):

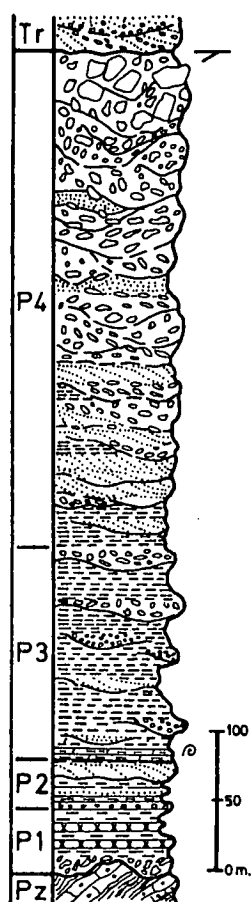


Figura 3.3. Columna estratigráfica del Pérmico de la zona de Pálmaces-Tamajón, según Sopeña *et al.* (1977).

- **Unidad P1:** arcillas verdes y rojas con intercalaciones de tobas volcánicas. Se apoyan en discordancia con paleorrelieve sobre esquistos y cuarcitas cámbricos.
- **Unidad P2:** areniscas de grano grueso con intercalaciones de arcillas. Se disponen sobre P1 mediante base erosiva y presentan laminación cruzada de surco y alto ángulo, y paralela.
- **Unidad P3:** arcillas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados. El paso desde P2 es gradual.
- **Unidad P4:** conglomerados y areniscas subordinadas. Presentan estratificación cruzada, laminación cruzada de surco y alto ángulo y laminación paralela. El límite superior es una discordancia con los materiales triásicos.

Las dos primeras unidades corresponderían a la facies Autuniense (facies negras o grises) y las dos superiores a la facies Saxoniense (facies rojas). En cuanto

al ambiente sedimentario, los materiales corresponden a abanicos aluviales y sedimentos fluviales poco evolucionados generados bajo un clima semiárido. Representan el relleno de cuencas limitadas por fracturas tardihercínicas en medios de alta energía.

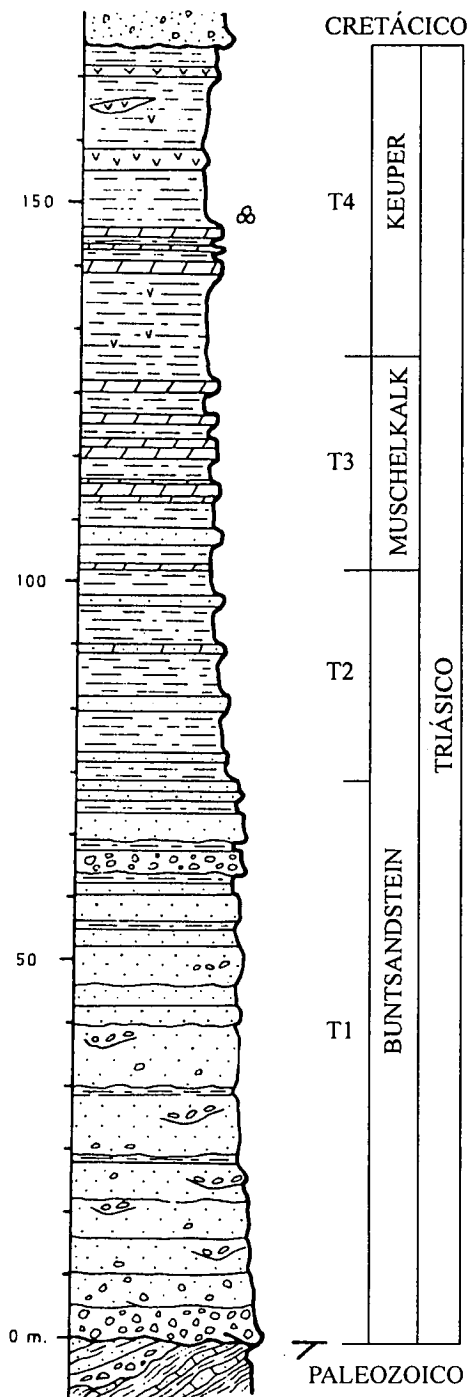


Figura 3.4. Columna estratigráfica de síntesis del Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces, según Ramos y Sopeña (1976).

3.1.2.2. Triásico

Los materiales triásicos se encuentran más extensamente distribuidos que los Pérmicos. Este período corresponde a la individualización, de forma heterócrona, de cuencas a favor de fracturas tardihercínicas cuya formación había comenzado en el Pérmico y que ahora alcanzarán un mayor desarrollo, empezando a perfilarse las futuras cuencas cretácicas.

Su relleno corresponde a una serie de tipo germánico (fig. 3.4), con un tramo inferior en facies Buntsandstein constituido por materiales detríticos rojos, uno intermedio en facies Muschelkalk, carbonatado, y uno superior en facies Keuper con características evaporíticas. El Muschelkalk constituye la primera etapa de sedimentación carbonatada del Mesozoico y representa una transgresión del Tethys sobre los depósitos continentales de la facies Buntsandstein (Sopeña *et al.*, 1983; Rat, 1988), mientras que el depósito de la facies Keuper corresponde a una ralentización en la subsidencia y ampliación de la cuenca sedimentaria, sobrepasando los límites estructurales anteriores (Álvaro, 1987).

- **Buntsandstein:** sedimentación continental en cuencas de *graben* relacionadas con una tectónica distensiva fosilizando paleorrelieves paleozoi-

cos.

Son sucesiones detríticas rojas que empiezan por conglomerados y pasan a litologías más finas (Sopeña *et al.*, 1983; Muñoz *et al.*, 1995).

La edad es difícil de establecer debido a la escasez de fósiles, pero la base debe estar comprendida entre el Pérmico superior y el Triásico medio debido a su carácter heterócrono (Sopeña *et al.*, 1983). Por su parte, el techo se sitúa en la parte superior del Triásico medio.

- **Muschelkalk:** consta de un tramo inferior dolomítico con niveles de margas y uno superior de dolomías y margas alternantes, ambos tramos con un espesor inferior a los 40 metros (Pérez Arlucea, 1991; Rey y Ramos, 1991; Muñoz *et al.*, 1995).

Los materiales triásicos de la zona corresponden a la segunda transgresión del Muschelkalk, conocida como M3, de edad Ladiniense-Carniense (Triásico medio-superior). Representa un ciclo transgresión-regresión que empieza con la instalación de una plataforma carbonatada (tramo inferior) pasando en la regresión a ambientes mareales de baja energía (tramo superior) con facies evaporíticas a techo.

- **Keuper:** constituido por arcillas rojas con niveles de areniscas y yesos e intercalaciones de limos, arenas, margas y dolomías. Es frecuente la aparición de cuarzos bipiramidales y lentejones de ofitas (Sopeña *et al.*, 1983).

La edad obtenida a partir de muestras de polen en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica es Carniense-Noriense (Triásico superior), mostrando una heterocronía, siendo los materiales más modernos cuanto más hacia el este.

El contacto con las unidades inferiores (Muschelkalk o Buntsandstein) y superiores (Jurásico) es gradual. El medio de depósito varía de abanicos aluviales a ambientes de *sebkha*, pasando por llanuras de inundación, llanura costera y *lagoon*.

3.1.2.3. Jurásico

Los materiales jurásicos en el área de estudio afloran únicamente en la zona del Macizo de Honrubia, representando las facies distales de las plataformas carbonatadas que están ampliamente representadas en la Cordillera Ibérica. Representa un ciclo transgresión-regresión cuyo máximo transgresivo corresponde al Lías y que concluye en el Malm (Kimmeridgiense). En este período, los dominios Protoatlántico y Tethys estuvieron unidos, existiendo una única cuenca que al final de la regresión quedó restringida al estrecho de Soria, entre los macizos Ibérico y del Ebro (Rat, 1988; Alonso y Mas, 1990).

El segundo ciclo abarca parte del Malm y todo el Cretácico, con la emersión y compartimentación en *grabens* de la cuenca jurásica, individualizándose las cuencas cretácicas Vasco-Cantábrica y de Cameros, compartimentadas a su vez en cubetas y cuya estructura condicionará la deformación durante la compresión alpina.

Así pues, en la sucesión jurásica se distinguen dos tramos:

- **tramo inferior:** en la Cordillera Ibérica representa una transgresión del Tethys sobre los materiales triásicos. La edad es Lías, y consta a su vez de un tramo inferior de carniolas, dolomías y calizas (Formación Dolomías tableadas de Imón, Formación Cortes de Tajuña y Formación Cuevas Labradas), y uno superior de alternancia de calizas y margas (Formación Cerro del Pez, Formación calizas bioclásticas de Barahona y Formación margas de Turmiel). El espesor medio en la Cordillera Ibérica es de 250-300 metros (Goy y Suárez Vega, 1983), aunque en la zona del macizo de Honrubia apenas alcanza los 25 metros de potencia.

La base de las series es Noriense (Triásico superior), alcanzando los materiales edades desde el Hettangiense hasta el Toarciense superior. El medio sedimentario representa una profundización de un medio de plataforma interna evolucionando a plataforma abierta.

- **tramo superior:** el Dogger se sitúa sobre el Lías mediante una discontinuidad basal, y durante el Malm la sedimentación se restringe al estrecho de So-

ria. Se trata de calizas con intercalaciones de margas (Formación Chelva) seguido por materiales carbonatados y terrígenos (Formación Pozalmuro) con un nivel de condensación a techo. El Malm lo constituyen calizas y areniscas (Formación Aldealpozo) seguido de calizas arrecifales (Formación Higueuelas). El conjunto en la Cordillera Ibérica ronda los 500 metros (Goy y Suárez Vega, 1983; Alonso y Mas, 1990).

El muro de la serie ha sido datado como Aalenense (Fernández López y Gómez, 1990), el paso del Dogger al Malm se produce en el Calloviense superior-Oxfordiense inferior, y el techo se sitúa en el Bajociense.

El Dogger de la Cordillera Ibérica corresponde a una plataforma somera que evoluciona a ambientes litorales de alta energía.

El Malm corresponde a una rampa basculada hacia el NO con ambientes de llanura de marea-*lagoon* que evoluciona a plataforma somera con construcciones arrecifales.

3.1.2.4. Cretácico

Los materiales cretácicos afloran discontinuamente a lo largo de toda la zona de estudio, con características algo diferentes. Su estratigrafía, sedimentología y ambientes deposicionales han sido objeto de numerosos trabajos, entre los que se citan los de Mingarro y López Azcona (1974, 1975), Alonso y Mas (1977), Cadavid *et al.* (1971), Alonso y Floquet (1982), Alonso *et al.* (1982), Corchon (1976), Nodal y Águeda (1976), Arias Ordas (1969) y Sopena (1979). Cabe destacar la Tesis Doctoral de Alonso (1981) donde se detallan las características del Cretácico al norte del Sistema Central, en la región de Segovia. Posteriormente, Alonso y Mas (1982) hacen una correlación de los materiales cretácicos al norte y sur del Sistema Central. Más recientes son los trabajos de Alonso *et al.* (1993), Gil *et al.* (1993) y de García *et al.* (1996, 1996b).

El Cretácico en el área de estudio está representado por materiales del Cretácico superior. Durante esta época (Alonso *et al.*, 1989), tiene lugar una subida eustática global que invade gran parte de la placa Ibérica, estructurándose un estrecho entre dos dominios oceánicos, Atlántico y Tethys. Este estrecho fue ocupado por una plataforma carbonatada, alargada y articulada con esta doble inclinación. Los factores de control y evolución de estas plataformas fueron: el clima húmedo y cálido favorable a la produc-

ción biogénica y el alto potencial de crecimiento de la plataforma, la subida eustática que constituye el factor fundamental de control del proceso transgresivo, y la situación tectónica como factor de control de la subsidencia y de la evolución paleogeográfica debido al movimiento de la placa Ibérica.

La sedimentación y forma de la cuenca fueron condicionados por dos sistemas de fallas tardihercínicas reactivadas de dirección NE-SO y NO-SE. Paleogeográficamente, el mar Cretácico se encontraba abierto hacia el E, por lo que las facies son más someras cuanto más al SO nos encontramos. De esta manera, los espesores y facies de las distintas unidades presentan una disposición en cuña desapareciendo las unidades carbonáticas por sustitución a siliciclásticos hacia el SO, así como una disminución de los espesores en ese sentido hasta desaparecer (Alonso, 1981; Alonso y Mas, 1982). Se distinguen dos ciclos transgresivo-regresivo cada uno, el primero de ellos de edad Cenomaniense-Turonense y el segundo de edad Senoniense (Floquet, 1978; Alonso, 1981; Alonso *et al.*, 1982).

El primer ciclo empieza con las facies terrígenas de la Formación Utrillas, tiene tendencia transgresiva alcanzando el máximo en el Turonense inferior-medio y comienza la tendencia regresiva hasta ambientes continentales-supramareales en el Turonense superior-Coniaciense.

El segundo ciclo empieza en el Coniaciense con materiales continentales, continúa transgresivo hasta el Santoniense, y en el Santoniense superior empieza a ser regresivo hasta alcanzar ambientes de marea y *sebkhas*.

Las unidades diferenciadas por Alonso (1981) para la región de Segovia son:

- **Fm. Arenas de Utrillas:** arenas gruesas heterométricas con estratificación cruzada, conglomerados y arcillas. Descansa sobre un paleorrelieve que afecta a materiales paleozoicos y metamórficos, triásicos y jurásicos. Su ambiente de deposición es fluvial, predominantemente de baja sinuosidad.
- **Fm. Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas:** areniscas con estratificación cruzada, *flaser* y lenticular. Tiene una potencia muy reducida

(4 metros aproximadamente) y desaparece hacia el SO. Corresponde a llanuras de marea siliciclásticas.

- **Fm. Margas de Picofrentes:** margas grises y calizas nodulares margosas. Rica en ammonites, bivalvos, equínidos y foraminíferos. Desaparece hacia el SO de forma brusca por cambio lateral de facies hacia unidades siliciclásticas. Medio de plataforma interna carbonatada y abierta.
- **Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas:** biocalcarenitas y areniscas calcáreas con estratificación cruzada. Corresponde a llanuras de marea carbonatadas y sólo aparece en el borde meridional del Sistema Central, cambiando a facies siliciclásticas hacia el SO.
- **Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña:** arenas finas con estratificación *flaser* y *ripples*, arcillas con estratificación lenticular, margas, areniscas micáceas y niveles de calcarenitas y dolomías. Corresponde a llanuras de marea de carácter mixto. En el borde norte del Sistema Central desaparece hacia el SO pasando a sedimentos continentales, mientras que en el borde sur pasa hacia el NE a materiales carbonatados.
- **Fm. Arenas y arcillas de Segovia:** arenas heterométricas con estratificación cruzada, arcillas y arenas con *ripples*. Muy bien representada en el borde norte del Sistema Central, disminuyendo de potencia hacia el NE y SO. Corresponde a sistemas fluviales de alta y baja sinuosidad, pasando a llanuras de marea siliciclásticas en la parte superior y en la zona meridional del borde norte.
- **Fm. Calizas nodulares de Hortezielos:** biomicritas nodulares y margas, con dolomías y calizas tableadas a la base. Solamente aparecen en el borde norte del Sistema Central, pasando hacia el SO a las facies dolomíticas de la siguiente unidad. Corresponde a una plataforma interna abierta o *lagoon* muy bien comunicado, con llanuras de marea carbonatada en la base.

- **Fm. Dolomías tableadas de Caballar:** dolomías tableadas microcristalinas, calizas bioclásticas y margas dolomíticas. Se ha interpretado como llanuras de marea carbonatadas con episodios de *lagoon* restringido.
- **Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno, miembro Calizas de Linares:** biocalcarenitas con estratificación cruzada, biomicritas y calizas con estructura fenestral. Son abundantes los Rudistas. Esta unidad va aumentando el contenido de terrígenos hacia el SO, y corresponde a medios que van de plataforma interna abierta de alta energía hasta plataforma protegida, *lagoon* con Rudistas y secuencias de somerización hacia arriba con Rudistas, algas y frecuentes emersiones.
- **Fm. Calizas y Dolomías de Castrojimeno, miembro Dolomías de Montejó:** dolomías recrystalizadas bioclásticas con estratificación cruzada formando barras de calcarenitas, con parches de Rudistas. Plataforma interna de alta energía con carácter pararecifal, o rampa carbonatada.
- **Fm. Calizas de Burgo de Osma:** calizas dolomitizadas y dolomías bioclásticas. Se diferencian barras y mega-*ripples* y secuencias de somerización hacia techo. En el borde sur del Sistema Central constituye el techo del Cretácico, sobre el que se desarrolla un paleokarst. Se interpreta esta unidad como medios que van desde *lagoon* hasta llanuras inter y supramareales.
- **Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo:** dolomías margosas, dolomicritas y margas dolomíticas. Sólo aparece en el borde norte del Sistema Central, constituyendo el techo del Cretácico. Corresponde a un *lagoon* restringido, llanura de marea carbonatada y *sebkha* supramareal.

Más recientemente, Gil *et al.* (1993) distinguen ocho secuencias deposicionales para la zona sur del Sistema Central, limitadas por discontinuidades, pero en general siempre se distinguen tres tramos: uno inferior arenoso, otro margocalcáreo y uno superior dolomítico. El paso de una sucesión a otra es brusco y se detectan cambios de espesor importantes y rápidos relacionados con fracturas importantes, como son las de Berzosa, Tortuero-Grado del Pico o Retiendas.

En un estudio que abarca un área más amplia geográficamente, García *et al.* (1996a, 1996b) hacen una comparación del Cretácico superior en las zonas de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. Distinguen para el Cretácico superior no terminal cuatro secuencias deposicionales con un origen eustático, aunque la influencia de la tectónica resulta también importante. Las formaciones descritas por estos autores para el Sistema Central y el sector septentrional de la Cordillera Ibérica se correlacionan con las descritas por Alonso (1981) en su Tesis Doctoral. De esta forma, el Cretácico superior descansaría sobre las Dolomías de la Ciudad Encantada al sur (La Cabrera, región de Sigüenza) y las margas de Picofrentes al norte (La Pedriza, región de Ayllón).

La primera secuencia deposicional estaría formada por las calizas dolomíticas de La Tranquera, de ambiente mareal, cuyo espesor va disminuyendo hacia el SE quedando reducido a una decena de metros en el puerto de La Radona.

La segunda secuencia deposicional está constituida por las calizas nodulares de Horteizuela y la parte inferior de las calizas dolomíticas de Hontoria del Pinar.

La tercera secuencia deposicional está representada en el Sistema Central por una importante discontinuidad intra-Santoniense reflejada por la disconformidad de Patones, con una base acusadamente erosiva (Gil *et al.*, 1993) o la discordancia angular de Valdemorillo.

La cuarta secuencia deposicional viene representada por la Fm. Calizas del Burgo de Osma (Torrelaguna) o las dolomías de Somolinos (región de Atienza), que corresponden a facies calcáreas litorales.

Por último, reflejar que para la cartografía MAGNA se han utilizado las formaciones descritas por Alonso (1981) para la región de Segovia. En una correlación de los materiales cretácicos de este a oeste en las hojas de Cantalejo, Sepúlveda y Riaza (fig. 3.5), queda claramente reflejada la tendencia de disminución de espesores e incluso desaparición de unidades hacia el oeste, como resultado de accidentes tectónicos tardihercínicos que controlaron la paleogeografía y ambientes sedimentarios durante el Cretácico (López Olmedo *et al.*, en edición).

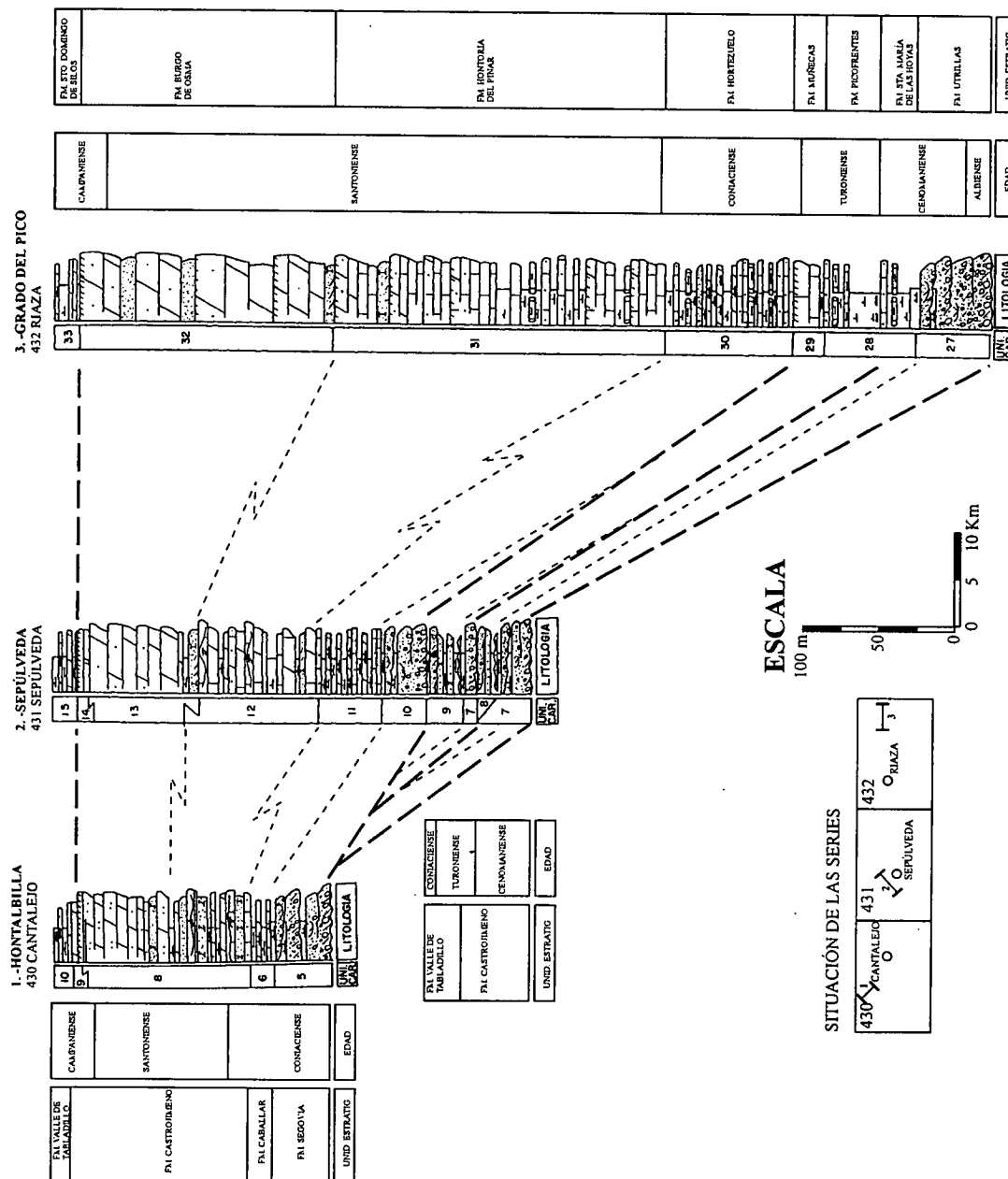


Figura 3.5. Correlación de las columnas del Cretácico superior al norte del Sistema Central, según López Olmedo *et al.* (en edición).

3.1.2.5. Terciario

Los materiales terciarios son los que ocupan una mayor distribución areal en la zona de estudio, con espesores de hasta unos 3.000 metros deducidos a partir de sondeos y datos geofísicos. Debido a que corresponden al relleno de las cuencas generadas durante el levantamiento alpino de las cadenas intraplaca, Sistema Central, Cordillera Ibérica, etc. su descripción se realizará por separado según las distintas cuencas generadas. Las de mayor extensión son, por este orden, la cuenca del Duero y la de Madrid,

existiendo luego una serie de cuencas de menor tamaño localizadas en el interior de Sistema Central.

3.1.2.6. Cuaternario

Los materiales cuaternarios constituyen depósitos de extensión variable con espesores en general inferiores a la decena de metros. Existe una gran variedad de los mismos originados por diferentes procesos que no van a ser explicados con detalle en esta síntesis. Únicamente se citarán los principales grupos de ellos, ligados en general a los procesos erosivos y geomorfológicos actuales. De esta forma, aparecen depósitos de *Rañas*, coluviones y depósitos glaciares, abanicos aluviales, conos de deyección, glaciares aluviales, depósitos de arenas eólicas que en la cuenca del Duero llegan a alcanzar una importante extensión en la zona de Cuéllar, y por supuesto terrazas fluviales y depósitos de fondo de valle.

3.1.3. EL RELLENO DE LAS CUENCAS

3.1.3.1. Cuenca del Duero

Su superficie es de unos 50.000 Km² y sus bordes son de naturaleza distinta, presentando rocas metamórficas e ígneas al sur y al oeste, y rocas siliciclásticas y carbonáticas mesozoicas al este (fig. 3.6).

Limita con tres subcuencas: Ciudad Rodrigo al SO, Almazán al SE y el Corredor de la Bureba, al NE, que enlaza con la Cuenca del Ebro.

La estructura hercínica y tardihercínica previa condicionó la estructura de la cuenca, y los bordes presentan una evolución independiente:

- el borde norte está constituido por cabalgamientos de bajo ángulo y retrocabalgamientos de la zona de subducción del margen cantábrico (Boillot, 1984; Boillot y Malod, 1988).
- el borde este constituye un macizo tectónico limitado por fallas inversas.

- el borde sur está constituido por fallas inversas subverticales en superficie cuyo buzamiento va disminuyendo en profundidad, y fallas de desgarre más frecuentes hacia las zonas más orientales.

- el borde oeste es pasivo, aunque con algunas fallas de dirección N y NE actuando durante el terciario.

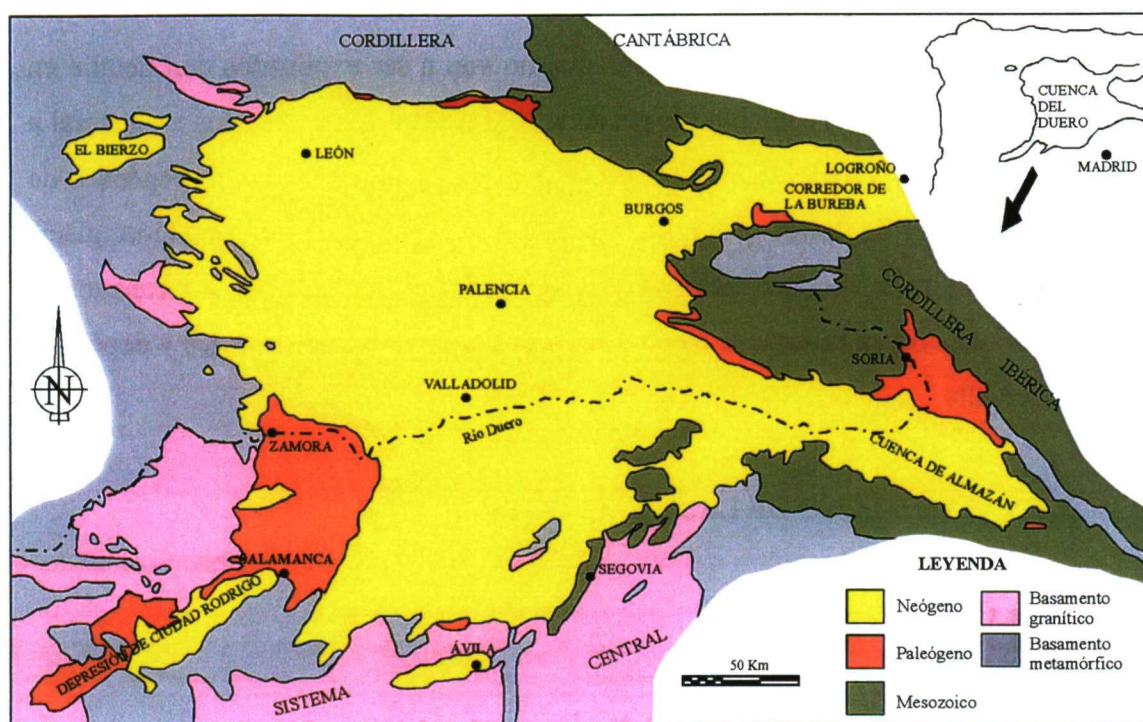


Figura 3.6. Esquema litológico de la Cuenca del Duero, sus límites y las subcuencas que la bordean.

Son numerosos los trabajos realizados sobre la Cuenca del Duero en diversos aspectos, estratigráficos, paleontológicos, sedimentológicos, etc. pero la primera síntesis que intenta integrar todos estos datos, además de los obtenidos en la realización de la cartografía MAGNA 1ª serie, son los de Portero *et al.* (1979) y CGS-IGME (1985). En estos trabajos, se utilizan las siguientes unidades :

- **Paleógeno:** limitado por dos discontinuidades a muro y a techo. En general, se distinguen tres tramos, inferior, medio y superior, en el último de los cuales puede estar incluido el Mioceno inferior. En la zona correspondiente al borde norte del Sistema Central no está muy clara la posición que ocupan los paleógenos descritos.

- **Neógeno:** materiales del Mioceno (medio?) al Plioceno inferior y medio. Se distinguen cinco conjuntos:
 - *Serie inferior conglomerática roja:* en el borde occidental y norte de la cuenca.
 - *Unidad inferior detrítica y facies marginales:* facies Tierra de Campos y facies arcósicas restringidas al S y SE como son Puente Rúnel, Arévalo, Rueda,...
 - *Facies de las Cuestas y facies marginales:* las primeras representan la máxima expansión en la cuenca de las facies lacustres marginales. En el borde sur se desarrollan facies marginales arcósicas.
 - *Páramo inferior. Facies marginales:* el páramo inferior son medios lacustres más generalizados y permanentes. Facies marginales como las de las Cuestas.
 - *Páramo superior:* un primer episodio detrítico debido a un ligero rejuvenecimiento del relieve y un segundo episodio de calizas o páramo superior, que corresponde a medios lacustres extensivos de alta energía.

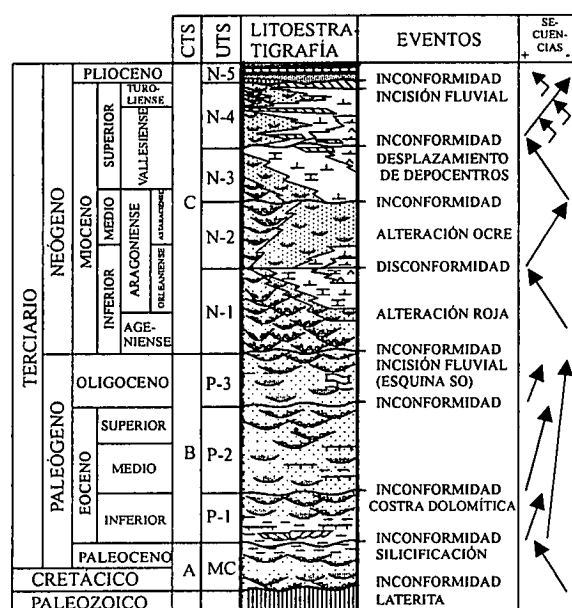


Figura 3.7. Unidades tectonosedimentarias del Terciario de la Cuenca del Duero y eventos que representan, según Santisteban *et al.* (1996).

Posteriormente, se llevaron a cabo nuevos trabajos con un punto de vista estratigráfico y sedimentológico más moderno. De esta forma, el registro sedimentario de la Cuenca del Duero presenta tres complejos tectonosedimentarios (CTS) (Santisteban *et al.*, 1996) (fig. 3.7) cada uno con varias unidades tectonosedimentarias (UTS) (sensu Megías, 1982):

- **CTS A:** también llamado complejo preorogénico. Su edad va de Cretácico superior a Paleoceno. Está consti-

tuido por sedimentos siliciclásticos, carbonáticos y evaporíticos en una secuencia granodecreciente. Aflora sólo en forma aislada en los márgenes de la cuenca, sin continui-

dad lateral por la actividad tectónica. Presenta continuidad estratigráfica con el Cretácico superior, excepto en el este y suroeste que está discordante sobre un perfil de alteración laterítica que afecta al Paleozoico. El ambiente de sedimentación varía de terrestre (al oeste) hacia marino (al este).

- **CTS B:** también denominado complejo sinorogénico, de edad Paleoceno-Oligoceno. Se trata de depósitos siliciclásticos y escasos carbonatos, salvo en Almazán, en una secuencia granocreciente. Se apoya sobre CTS A y basamento preterciario, formando una estrecha franja en los bordes. Está constituido por tres UTS en discordancia progresiva (sensu Riba, 1976a, 1976b) en relación al movimiento de fallas inversas y cabalgamientos. El ambiente sedimentario es terrestre (abanicos aluviales, fluvial) y marino sólo en el NE.

- **CTS C:** denominado también complejo postorogénico. Su edad va del Mioceno a la actualidad. Se trata de depósitos siliciclásticos, carbonáticos y evaporíticos en una secuencia granodecreciente. Está bien representado en la parte central de la cuenca. Constituido por cinco UTS que se distribuyen en *onlap* sobre las anteriores y el basamento hacia los bordes. El ambiente sedimentario es terrestre (abanicos aluviales, fluvial y lacustre).

Por último, desde el Oligoceno-Mioceno han tenido lugar varios episodios de incisión fluvial que dieron origen a depósitos de gravas denominados rañas (Martín Serrano, 1991).

La mayor parte de la superficie de la cuenca del Duero está ocupada por materiales correspondientes al CTS C. Mediavilla *et al.* (1996) distinguen cinco UTS, cada una de ellas corresponde a depósitos de abanicos aluviales en los márgenes N y E, y depósitos fluviales en el O. El borde sur (Honrubia-Pradales) constituye un borde relativamente pasivo. Todos los sistemas descritos convergen en las zonas deprimidas subsidentes donde se desarrollan sistemas lacustres carbonático-evaporíticos:

- **UTS 1:** En la Cordillera Cantábrica y la Cordillera Ibérica está constituida por sedimentos aluviales de grano grueso, arenas y arcillas que descansan discordantes sobre depósitos paleógenos y mesozoicos. Pasan a carbonatos y

evaporitas lacustres hacia el SO y NE. En el margen sur, sedimentos lacustres se disponen en *onlap* sobre los materiales paleógenos. Se trata de una secuencia expansiva de somerización hacia arriba limitada a techo por un perfil de karstificación. Refleja una reactivación importante de la cuenca y un relleno progresivo en un régimen de diastrofismo retardado.

- **UTS 2:** Se dispone disconforme sobre UTS 1. En los bordes de la cuenca, son sedimentos siliciclásticos de grano grueso correspondiendo a abanicos aluviales con cabeceras en el N, NE y E. Hacia el sur pasan a sistemas fluviales. En la zona Valladolid-Palencia pasan a calizas lacustres, dolomías y margas, correspondiendo a lagos bordeados de zonas pantanosas. Representan la progradación de facies fluviales sobre lacustres en una pauta granocreciente hacia arriba que refleja movimientos tectónicos tanto del área fuente como de la cuenca. En la parte central hay fracturas con basculamiento de bloques. El techo de la UTS 2 es un paleosuelo o un nivel de depósitos fluvio-palustres que indica un hiato sedimentario.

- **UTS 3:** inconforme sobre UTS 2, se dispone en *onlap* sobre el Mesozoico y Paleógeno en los bordes N y S respectivamente. Al SE, las zonas de máxima subsidencia coinciden con la dirección E-O del Duero. Registra uno de los eventos de mayor expansión lacustre y desplazamiento de los sistemas aluviales hacia el borde NE y O. En las zonas marginales de la cuenca, más someras, sistemas aluviales alternan con calizas fosilíferas palustres o arcillas orgánicas, mientras que en el centro la sedimentación química es más importante, con calizas, dolomías y evaporitas. La distribución de subambientes está definida por la existencia de zonas subsidentes controladas por fracturas y el aporte de agua dulce y sedimentos siliciclásticos de las áreas fuente localizadas al NO, NE y SE. Es una secuencia de somerización hacia arriba, de carácter expansivo, que representa el relleno de la cuenca con una disminución del régimen de diastrofismo. El techo viene marcado por un cambio en la polaridad sedimentaria, desplazamiento de los depocentros y progradación de facies lacustres marginales carbonáticas hacia las áreas centrales de lagos, además de una intensa pedogénesis.

- **UTS 4:** es una unidad compleja compuesta de tres ciclos sedimentarios registrando cada uno de ellos la progradación de depósitos aluviales sobre lacustres, expansión posterior de facies lacustres y progradación final de facies marginales carbonáticas a las partes centrales de las áreas lacustres. Las progradaciones de los sistemas fluviales resultan por oscilaciones del nivel de base quizá relacionadas a pulsos de subsidencia. El límite superior es una inconformidad debida a una fase tectónica con plegamiento y fracturación relacionados con adaptación a fracturas subsuperficiales.
- **UTS 5:** discordante sobre UTS 4 pero en posiciones topográficamente más bajas que ella. Representada por gravas de abanicos aluviales en los bordes norte y sur, y en las áreas centrales por conglomerados fluviales que pasan en la vertical a depósitos de llanura de inundación, suelos y carbonatos palustres.

Controles de la sedimentación: los factores principales son dos:

- **Tectónica:** fracturas tardihercínicas del basamento reactivadas, que crean y modifican las áreas de subsidencia y alteran los paisajes y las paleogeografías. En este sentido, la UTS 2 representa una alta actividad de los márgenes, con retracción de los ambientes lacustres. Las UTS 1, 2 y 4 representan sin embargo una disminución de la actividad orogénica, con expansión de ambientes lacustres.
- **Clima:** las UTS 1 y 2 representan períodos secos, por lo que abundan los materiales salinos, mientras que las UTS 3 y 4 corresponden a períodos húmedos, estando curiosamente los materiales salinos más desarrollados. Así pues, el clima no es decisivo en el desarrollo de evaporitas, pero sí determina la cantidad de agua que alcanza la cuenca y por tanto la extensión de los sistemas lacustres.

Geofísica

- **Sondeos:** las compañías petroleras llevaron a cabo numerosos trabajos de geofísica y geología con líneas sísmicas y sondeos durante las décadas de los años 60 y 70. El objetivo era el conocimiento de los niveles mesozoicos, sobre todo el Jurásico y la facies Weald. Estos sondeos vienen recogidos también en IGME (1987), ITGE (1990) y en el proyecto IFA (ENRESA, 1987). Algunos de ellos dan información del basamento y otros finalizaron en las formaciones terciarias o mesozoicas.

Con los sondeos y la sísmica efectuada por HISPANOIL, se elaboró en 1974 un mapa de isobatas para el techo del Paleozoico y base del terciario (figura 3.8). En general, la geofísica existente muestra que la cuenca tiene un espesor máximo del terciario de unos 2.500 metros en la región de Aranda de Duero, mientras que en la zona central de la cuenca es de 1.000-1.500 metros. En la zona oriental el Mesozoico se encuentra bajo el Terciario, mientras que en la occidental el terciario se apoya sobre el basamento Paleozoico. La información en el borde sur de la cuenca del Duero es muy escasa y los datos de isobatas están interpolados desde las zonas centrales.

- **Mapa aeromagnético de la cuenca del Duero** (AEROSERVICE, 1964): Este mapa muestra que la mayor profundidad del basamento (unos 3.700 metros b.n.m.) se encuentra en la zona de Burgos, y la zona más somera (entre unos 240 y 1.000 metros b.n.m.) en la zona central, con un depocentro de 3.000 metros b.n.m. en Almazán y otro de dirección NE-SO de hasta 3.200 metros b.n.m. en el borde sur.

Evolución de la cuenca (Mediavilla et al., 1996)

Durante el Mesozoico, el área ocupada ahora por la cuenca del Duero era de carácter marino y terrestre, abierta hacia el N y el E. Hacia el O y el S, se encontraba el macizo Hespérico emergente que proporcionaba sedimentos y que sufrió una alteración laterítica bajo un clima tropical.

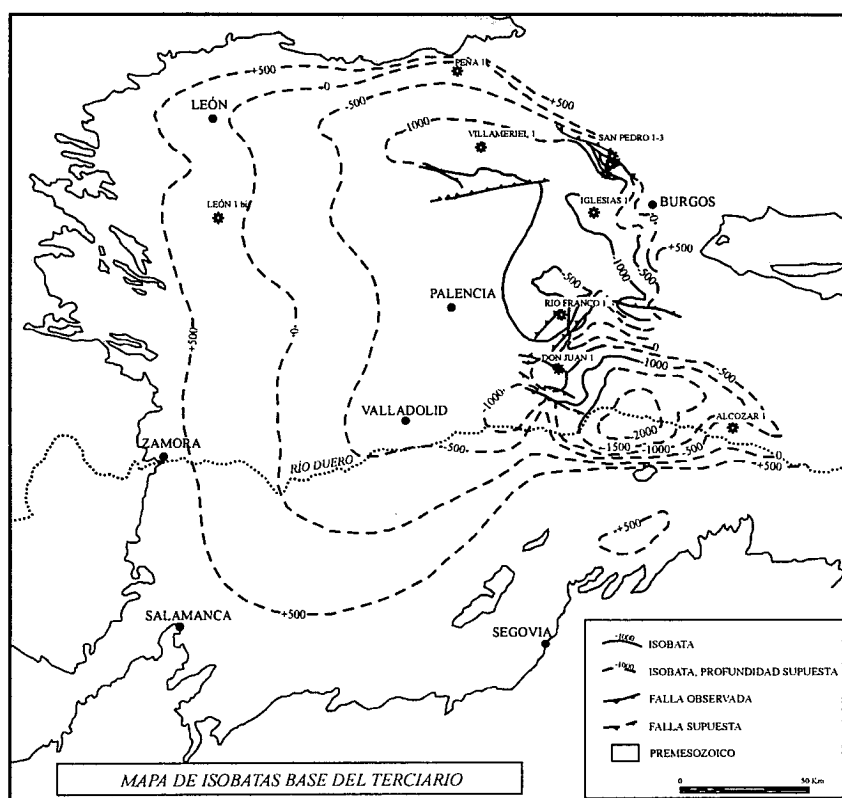
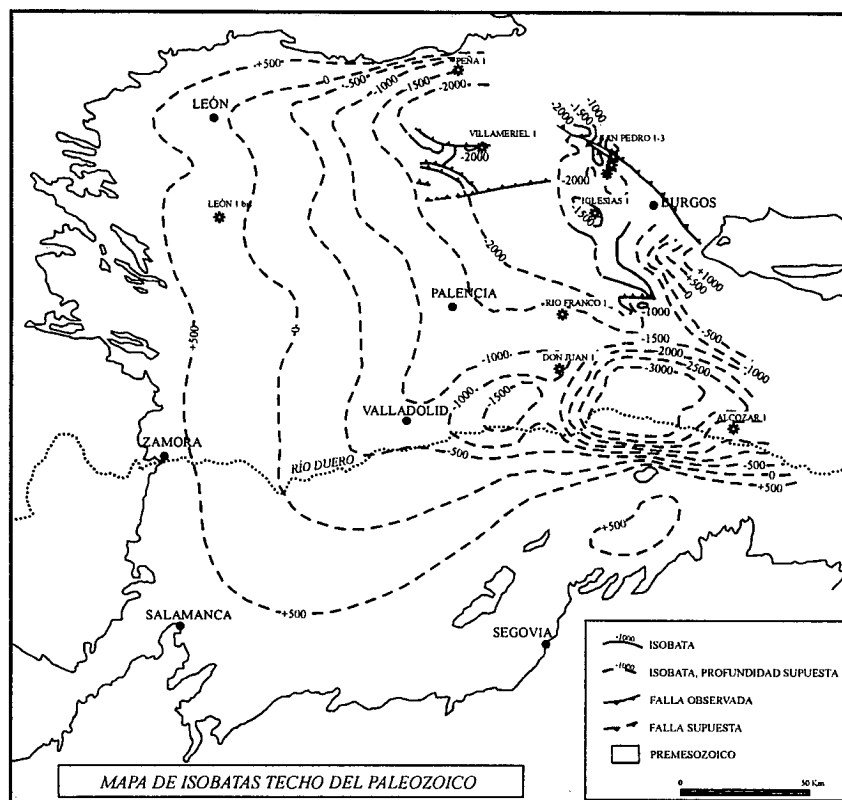


Figura 3.8. Mapas de isobatas para el techo del Paleozoico y base del Terciario en la Cuenca del Duero a partir de la información sísmica y de sondeos, según Blanco y Merten (1974). Datum nivel del mar.

Al final del Paleoceno empieza la compresión alpina, levantando los bordes de la cuenca y con retirada de los ambientes marinos hacia el E y NE. Se desarrollaron sistemas aluviales progradantes hacia el interior de la cuenca y en los bordes se desarrollaron cuencas bien diferenciadas (Almazán, Ciudad Rodrigo,...).

A principios del Neógeno, la red fluvial atlántica capturó los sistemas fluviales endorreicos en el SE de la cuenca y se inició el drenaje y evacuación de sedimentos hacia el Atlántico, pasando a un carácter exorreico.

Entre medias, la subsidencia tectónica favoreció el depósito de materiales lacustres en la zona central y NE endorreica. Abanicos aluviales en los márgenes alimentaban sistemas fluviales conectados a lagos centrales. El relleno de la cuenca se dispuso en *onlap* sobre los bordes erosionados de la cuenca.

3.1.3.2. Cuenca de Madrid

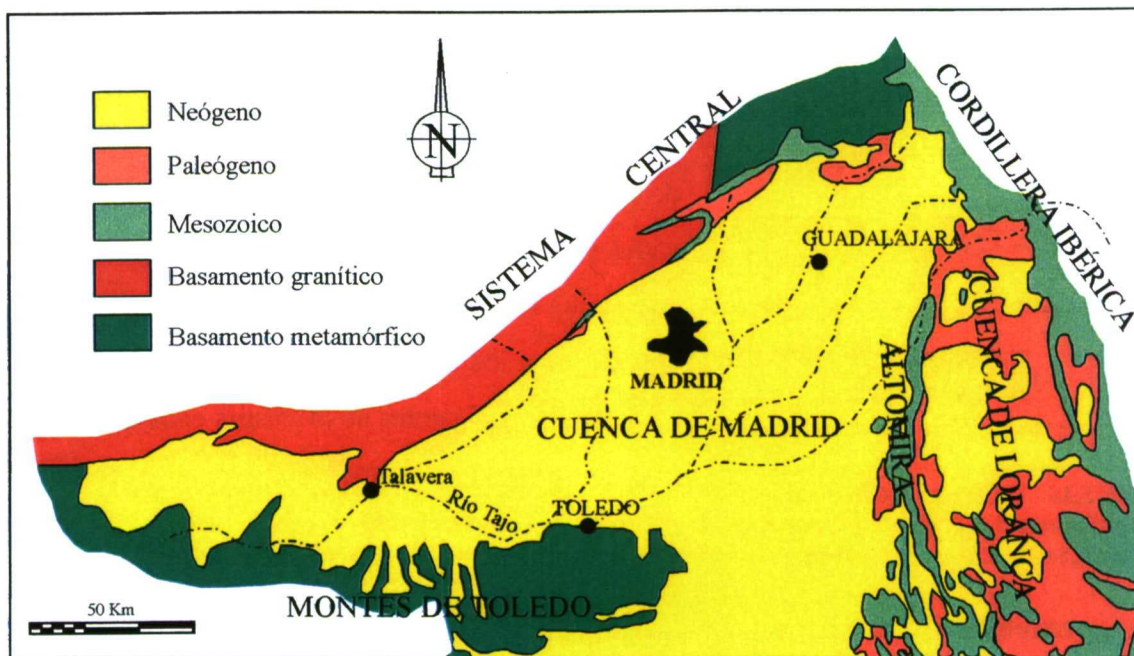


Figura 3.9. Esquema litológico de la Cuenca de Madrid en el que se muestra las características de sus límites.

Constituye parte de la cuenca del Tago, presenta una superficie de más de 10.000 Km² y su forma es triangular (fig. 3.9). Está limitada al norte y al oeste por el Sistema Central, al sur por los Montes de Toledo y al este por la sierra de Altomira. Las caracte-

ísticas litológicas son algo diferentes según las zonas, ya que en el borde norte los materiales del área fuente son neises y granitos en su parte occidental y pizarras y cuarcitas en la oriental, en el borde sur también son pizarras y cuarcitas y en el borde este son materiales mesozoicos de Altomira. Los tres bordes son fallas inversas en los que el paleozoico está implicado salvo en el borde este. Esta cuenca se ha formado por reactivación de estructuras tardihercínicas previas durante la compresión alpina.

En cuanto al registro sedimentario, los sondeos petrolíferos y estudios sísmicos muestran que la cuenca de Madrid presenta un depocentro de 3.500 metros en la zona de Alcobendas, junto al borde sur del Sistema Central, mientras que en la zona central de la cuenca el espesor es de unos 1.600 metros. A grandes rasgos, se distinguen dos grandes unidades que corresponden al Paleógeno y al Neógeno (fig. 3.10):

LITOESTRATIGRAFÍA		UNIDAD
T E R C I A R I O	PALEÓGENO	
	OLIGOCENO (Unidad Superior)	
	NEÓGENO	
	ARAGONESIENSE	UNIDAD INFERIOR
	VALLESIENSE	UNIDAD INTERMEDIA
	TUROLIENSE	UNIDAD SUPERIOR
	PLIOCENO	CICLO PLIOCENO

Figura 3.10. Unidades sedimentarias que configuran el relleno de la Cuenca de Madrid, según Calvo *et al.* (1991).

- **Paleógeno:** aparece como afloramientos alargados y separados entre sí en los bordes de la cuenca, al NE, lo que dificulta su estudio y correlación. Estudios previos de Arribas (1982, 1986a y b) así como Arribas y Arribas (1991) describen esta secuencia de materiales paleógenos en la zona NE de la cuenca. Estos materiales se encuentran plegados y fallados al igual que la cobertura mesozoica. En los bordes de la cuenca, existe una discordancia entre los sedimentos paleógenos y neógenos, que hacia el centro de la misma pasa a ser una paraconformidad (Racero, 1988; Querol, 1989).

- **Neógeno:** presenta mejores condiciones de afloramiento que el Paleógeno, por lo que ha sido objeto de numerosos estudios, entre otros los de Junco y Calvo (1983), Alberdi *et al.* (1984), Rodríguez Aranda (1995), Alonso Zarza (1989), Alonso Zarza *et al.* (1990a y b). Se distinguen tres UTS (sensu Megías, 1982) para el Mioceno (Alonso Zarza *et al.*, 1989):

- *Unidad inferior:* discordante sobre los materiales paleógenos. Aparece adosada al borde norte de la cuenca en tres sectores, La Alarilla-Ciruelas,

Jadraque-Castilblanco y Baidés. Su edad es Ageniense superior-Aragoniense basal. Está constituida por conglomerados que van pasando a materiales lutíticos y carbonáticos al alejarse del borde de la cuenca. Su potencia observable oscila entre los 40-50 y los 110 metros. El medio de sedimentación de esta unidad fueron abanicos aluviales cuyas facies proximales se sitúan distanciadas de su área fuente principal (Sistema Central) y relacionados con zonas tectónicamente poco activas. El transporte del material tuvo lugar mediante cañones encajados en el paleorrelieve paleógeno. En alguna zona, como la de Baidés, el medio sedimentario corresponde a sistemas aluviales situados al pie de su área fuente y relacionados con áreas tectónicamente más activas. Hacia techo de la unidad, se observa un paso a sistemas fluviales y lacustres.

- *Unidad intermedia*: discordante en las áreas marginales sobre los materiales precámbricos, paleozoicos, mesozoicos y terciarios (paleógenos y miocenos de la unidad inferior). En las áreas más distales, su base queda definida por la progradación de materiales terrígenos sobre los carbonáticos de la unidad inferior, mientras que el techo lo constituye una superficie de karstificación desarrollada a favor de los materiales carbonáticos que culminan la unidad. El espesor observable es de unos 200 metros. Dentro de esta unidad, se han diferenciado dos secuencias deposicionales. En la primera de ellas, las facies lacustres son predominantemente carbonatos y yesos, y comienza con una marcada progradación de sistemas de abanicos aluviales relacionados con el levantamiento del Sistema Central. En contraste, la segunda secuencia deposicional registra el crecimiento de lagos carbonáticos de someros a moderadamente profundos, y caracteriza un período de relativa calma tectónica en la cuenca. La edad de esta unidad es Aragoniense medio-Vallesiense inferior.
- *Unidad superior*: presenta afloramientos reducidos y potencias observables de unos 100 metros como máximo. Se ha reconocido un conjunto inferior detrítico y un conjunto superior carbonático que correspondería a las “Calizas del Páramo”. La edad de esta unidad es Vallesiense superior-Turoliense. El medio sedimentario para el conjunto inferior es de sistemas

fluviales mientras que el superior corresponde a lagos carbonáticos muy someros de agua dulce.

Geofísica

La exploración petrolífera de los años 60 y 70 llevó a cabo la confección de una serie de líneas sísmicas y sondeos cuya interpretación ha permitido conocer la geometría en profundidad de la cuenca de Madrid. Los sondeos disponibles son los de Tielmes 1, El Pradillo, Sta. Bárbara, Baidés, Tribaldos, Tres Cantos y San Sebastián de los Reyes. Con esa información, Querol (1989) elaboró unos mapas de isobatas para el techo del basamento que muestran la geometría del fondo de la cuenca con el depocentro (3.500 metros) situado en Alcobendas (fig. 3.11). Presenta una dirección NE-SO, paralelo y pegado al borde sur del Sistema Central, y el fondo de la cuenca asciende progresivamente hacia el centro (Racero, 1988) situándose a 1.600 metros de profundidad respecto a la boca del sondeo Tielmes 1.

3.1.3.3. Cuencas terciarias en el interior del Sistema Central

Existen varias cuencas terciarias de pequeño tamaño y con dirección general ENE-OSO (fig. 3.12). Se encuentran limitadas por dos sistemas de fallas, E-O y NE-SO. Las cuencas más importantes son las de Amblés y Campo Azávaro, con un relleno de 1.000 y 400 metros respectivamente según algunos autores (Garzón *et al.*, 1981), y de menor tamaño son las cuencas de Lozoya, Alto Alberche y algunas de reducido tamaño en las proximidades de El Escorial y El Atazar.

En las cuencas situadas al este de Ávila, los materiales terciarios se disponen sobre sedimentos siliciclásticos y carbonáticos del Cretácico superior, mientras que en el valle de Amblés sólo están presentes sedimentos siliciclásticos de esa edad. Además, en Campo Azávaro, Amblés y Alto Alberche hay facies siderolíticas. Tanto los sedimentos siliciclásticos cretácicos como estas facies siderolíticas constituyen lo que se ha denominado ciclo pre-arcósico, mientras que el relleno terciario propiamente dicho ha sido tradicionalmente dividido en dos unidades (Pedraza, 1978; Garzón *et al.*, 1982):

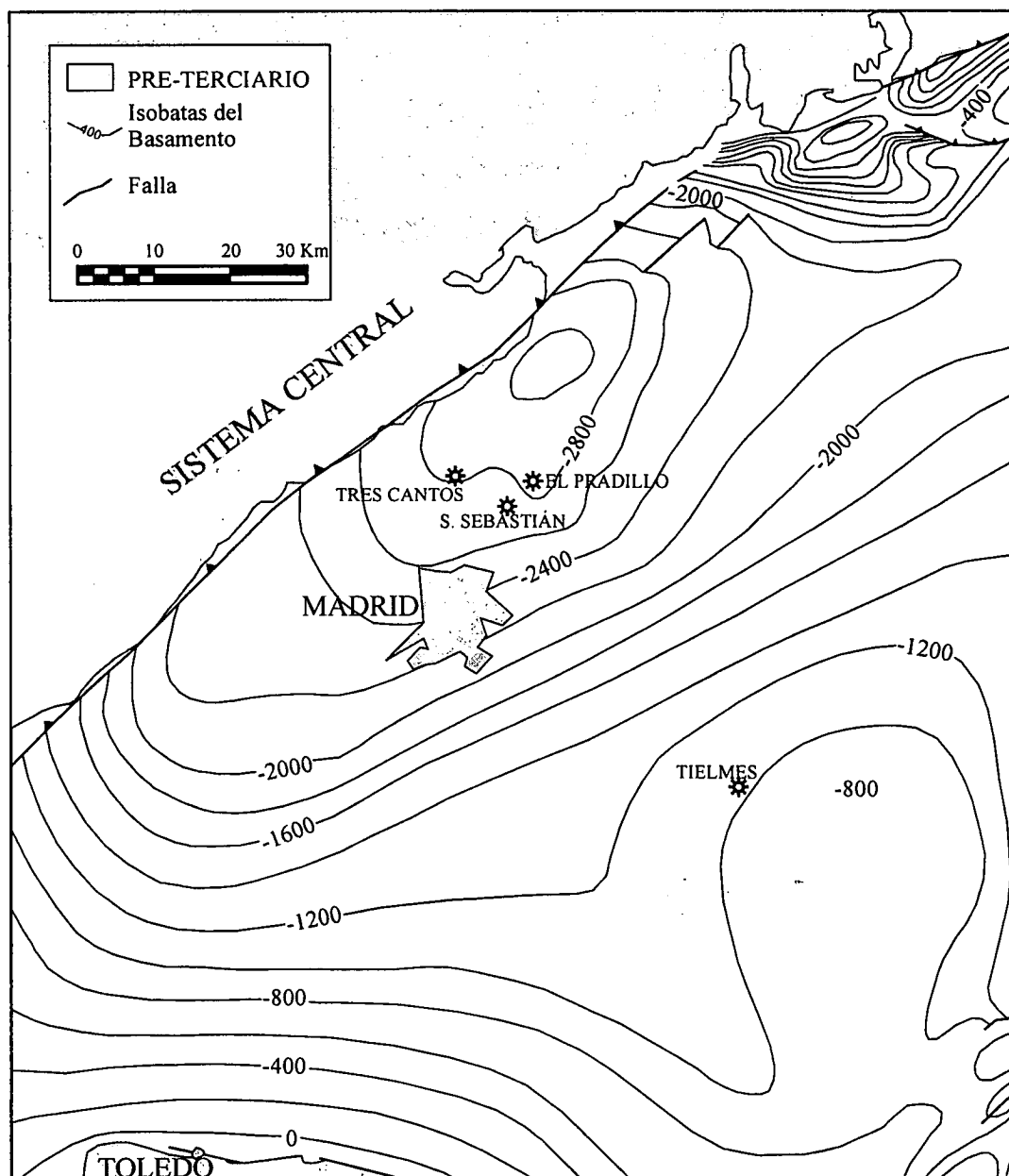


Figura 3.11. Mapa de isobatas del techo del basamento de la Cuenca de Madrid a partir de datos sísmicos y sondeos, según Querol (1989). Datum nivel del mar.

- **ciclo arcósico:** se dispone disconforme sobre el Cretácico en las cuencas más orientales. Está constituido por arcosas con conglomerados en la base con abundantes cantos de carbonatos cretácicos y de granitos. Por datación paleontológica en Los Barros (Valle de Amblés, Garzón y López, 1978) su edad es Paleoceno medio-superior. Se trata de una megasecuencia granodecreciente hacia arriba que corresponde a abanicos aluviales y ambientes fluviales de tipo entrelazado. La dirección de paleocorrientes es opuesta a la

morfoestructura regional actual (Bellido *et al.*, 1990a y c; Del Olmo *et al.*, 1990).

- **ciclo post-arcósico:** sobre los sedimentos del ciclo anterior, descansan materiales dispuestos en dos megasecuencias de posible edad neógena. La primera de ellas, atribuida al Mioceno inferior-medio, está constituida por conglomerados y arenas con niveles de suelos. Es una megasecuencia granodecreciente hacia arriba que corresponde a abanicos aluviales con paleocorrientes concordantes con la morfoestructura actual (Del Olmo *et al.*, 1990; Bellido *et al.*, 1990c; Del Olmo *et al.*, 1991a). La segunda megasecuencia, de edad atribuida al Neógeno superior, está constituida por sedimentos silici-clásticos de origen fluvial relacionados con la red fluvial actual (Bellido *et al.*, 1990b y c; Del Olmo *et al.*, 1991a).

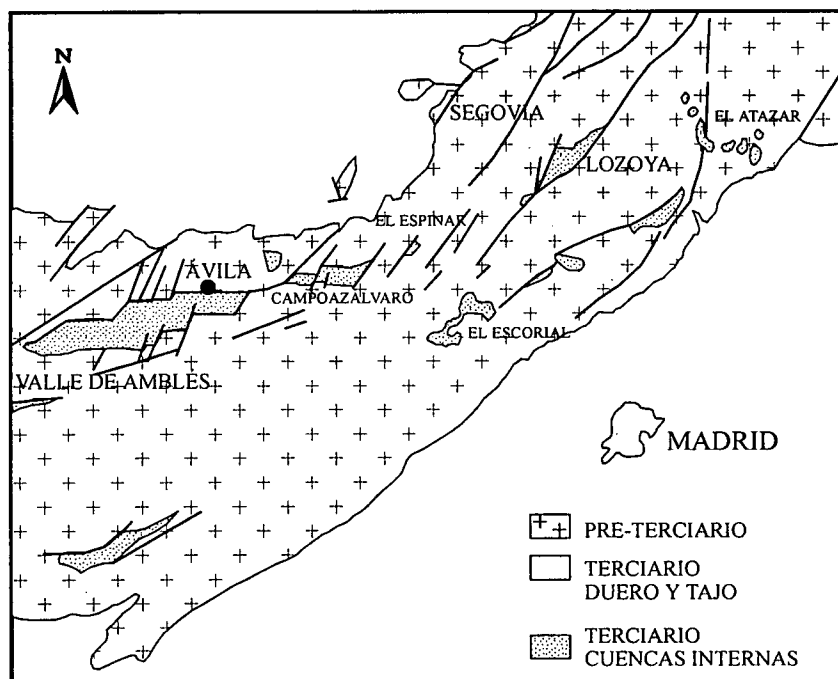


Figura 3.12. Situación de las principales cuencas terciarias en el interior del Sistema Central. Modificado de Martín Serrano *et al.* (1996).

La generación de las cuencas está relacionada con movimientos post-intra Oligocenos de sistemas de fallas N 10-30° E y N 60-100° E (etapa Ibérica) y su relleno paleógeno (y localmente el Neógeno) se encuentra afectado por fallas inversas o en direc-

ción N 20-40° E y N 75° E (Capote *et al.*, 1987; Bellido *et al.*, 1990b, c, d; Del Olmo *et al.*, 1990, 1991a; De Vicente, 1988).

3.2 SÍNTESIS TECTÓNICA

Dentro de la zona estudiada, pueden distinguirse los efectos de dos orogenias: la hercínica y la alpina. Las estructuras generadas en la primera, han jugado posteriormente un papel muy importante en el desarrollo y acomodación de la deformación asociada con la segunda. Sin embargo, algunos autores demuestran la existencia de deformaciones anteriores a las hercínicas conservadas, citando dos fases de deformación (Díez Balda *et al.*, 1990). La primera es de edad Vendiciense inferior o medio, responsable de inconformidades visibles por ejemplo en los Montes de Toledo, y la segunda es la causante de la discordancia Sárdica, de edad Ordovícico inferior.

La orogenia hercínica afectó únicamente a los materiales de edad precámbrica a paleozoica mediante una serie de fases de deformación, hasta un número de cinco, que dieron lugar al desarrollo de pliegues, cizallas dúctiles y fábricas plano-lineares que se superponen en el tiempo. Posteriormente, y con el nombre de deformaciones tardihercínicas, se agrupan dos nuevas fases de deformación, caracterizadas por la aparición de fallas de desgarre.

La orogenia alpina afectó a todos los materiales de la zona, notándose especialmente sus efectos en los de edad inferior al Mioceno superior, y es la responsable de la formación del Sistema Central y las cuencas que lo bordean, Duero y Tajo. Se pueden distinguir cuatro fases de deformación, aunque una de ellas se encuentra muy restringida a la zona de la Sierra de Altomira. Éstas dan lugar a la génesis de cabalgamientos con vergencia tanto NO como SE, que aprovechan fracturas tardihercínicas y estructuras deformativas hercínicas tales como la foliación. Estos accidentes que afectan al zócalo deforman también la cobertera y dan lugar a pliegues generalmente asimétricos, cuyos ejes se disponen con orientaciones subparalelas a las fracturas con las que están relacionados.

A continuación se describen con mayor detalle las fases de deformación anteriormente expuestas, indicando las estructuras generadas en cada una de ellas y sus orientaciones principales.

3.2.1 OROGENIA HERCÍNICA

Afecta a materiales de edad precámbrica y paleozoica y es la responsable del metamorfismo presente en ellos. Consta de tres fases principales que dan lugar a pliegues y zonas de cizalla dúctil, así como a distintas fábricas planares y lineares, y dos fases posteriores de menor importancia, que generan plegamiento y esquistosidad. Las estructuras compresivas son en algunas zonas obliteradas por un importante evento extensional (Escuder Viruete *et al.*, 1994). Todas ellas son las responsables de la formación de un zócalo ígneo-metamórfico que será fracturado y deformado en las fases posteriores.

Primera fase de deformación hercínica

Se caracteriza por una geometría de grandes pliegues tumbados con vergencia al E, como consecuencia de un proceso de cizalla simple subhorizontal. La deformación es penetrativa, generando metamorfismo y el desarrollo de una foliación intensa que será casi borrada por las fases posteriores. Un ejemplo de pliegue formado durante esta fase en la parte oriental del Sistema Central es el domo de Hiendelaencina, deformado posteriormente por pliegues de fase 3 (González Lodeiro, 1981).

Los pliegues menores que acompañan a esta fase de deformación en los niveles competentes corresponden a la clase 1C según la clasificación de Ramsay (1967), mientras que en los niveles más incompetentes se clasifican como de clase 2 o incluso 3 (González Casado, 1987). El mecanismo de formación en todos los casos es el *buckling* seguido de aplastamiento. Acompañando a estas estructuras es frecuente observar una lineación de estiramiento, cuya orientación es paralela o ligeramente oblicua a los ejes de los pliegues.

El metamorfismo desarrollado durante esta fase corresponde a la facies anfíbolitas, con temperatura y presión intermedias, y continúa actuando hasta el comienzo de la fase de deformación siguiente.

Segunda fase de deformación hercínica

Es la responsable de la generación de cizallas subhorizontales dúctiles con metamorfismo y milonitización asociados. Se caracteriza por la aparición de una foliación muy intensa que se superpone a la anterior, y en ocasiones la oblitera, y de una lineación de estiramiento muy marcada que se manifiesta por la presencia de cristales de feldespato acintados y de agregados biotíticos alargados según la dirección de estiramiento.

Los pliegues generados durante esta etapa son de carácter intrafoliar (González Casado y Casquet, 1988), con charnelas agudas y flancos muy estirados, correspondientes a la clase 1C de la clasificación de Ramsay (1967). Hay que mencionar la existencia de pliegues con charnelas curvas, así como *boudinage* presente en los niveles cuarcíticos competentes y diques de cuarzo. En la zona de estudio, los ejes de los pliegues tienen una dirección media de N 100° E con una inmersión de 55° al oeste, mientras que la lineación de estiramiento se orienta N 140° E con inmersión 50° al sureste.

Esta segunda fase de deformación parece corresponder a un proceso continuo de cizalla que comienza en la fase anterior con el desarrollo de pliegues tumbados, y continúa en esta segunda con la formación de zonas de cizalla en los flancos inversos de los primeros. Un ejemplo de macroestructura generada con estas características es la zona de cizalla de Berzosa (González Casado, 1987).

El metamorfismo, ya iniciado en la fase anterior, continúa actuando. Corresponde a la facies anfibolitas con baja presión y alta temperatura, e incluso genera procesos de migmatización en las rocas. Da lugar a la desaparición de las fábricas deformativas anteriores, y es responsable de la principal foliación que se observa en los materiales metamórficos.

Tercera fase de deformación hercínica

Se caracteriza por ser menos intensa que las anteriores, aunque presenta todavía una importante deformación en zonas extensas, dando lugar al desarrollo de pliegues retrovergentes a las estructuras de las fases anteriores. Los pliegues menores tienen una

geometría asimétrica, de charnelas gruesas y ángulo interflancos apretado. La orientación de los ejes varía al estar deformados por las fases posteriores.

Durante esta fase se genera una esquistosidad de crenulación que acompaña al desarrollo de los pliegues. El metamorfismo es continuación del pico metamórfico alcanzado anteriormente, continuando el alto grado metamórfico acompañado de migmatización.

3.2.2. DEFORMACIONES TARDIHERCÍNICAS

Posteriormente a la estructuración principal hercínica, tiene lugar el desarrollo de dos fases de deformación que pueden ser simultáneas con las dos últimas fases hercínicas descritas (Capote, 1983; Capote *et al.*, 1987). Corresponden a un régimen tectónico de extensión generalizada caracterizado por el desarrollo de fracturas normales y desgarres normales que llevan asociados distintos tipos de rocas filonianas. Estas deformaciones presentan un metamorfismo de bajo grado, en facies de esquistos verdes, que tiene un carácter de retrometamorfismo debido a la descompresión del orógeno relacionada con la erosión que sufre el mismo.

Etapas Malagón

Da lugar al desarrollo de zonas de cizalla de dirección general E-O, que son aprovechadas para el emplazamiento de pórfidos graníticos. El movimiento deducido en estas estructuras indica que se trata de fallas normales y fundamentalmente desgarres que obedecen a una extensión de dirección N-S (Capote *et al.*, 1987).

Etapas Hiendelaencina

Al igual que la anterior, es una importante etapa de generación de fallas normales y desgarres que llevan asociados diques de cuarzo y baritina. Se pueden distinguir dos familias de fracturas generadas en esta etapa; por un lado las fallas de dirección comprendida entre N 10° E y N 30° E, y por otro las orientadas entre N 70° E y N 90° E (Capote *et al.*, 1987). Fundamentalmente, se trata de desgarres subverticales generados como consecuencia de esfuerzos con una dirección media de N 45° E y que, como veremos

a continuación, van a jugar un papel muy importante en las deformaciones alpinas ya que van a ser reactivados para funcionar en muchos casos como fallas inversas.

La figura 3.13 muestra la generación de los desgarres tardihercínicos en relación con la situación de la placa Ibérica y su movimiento respecto a África y Europa.

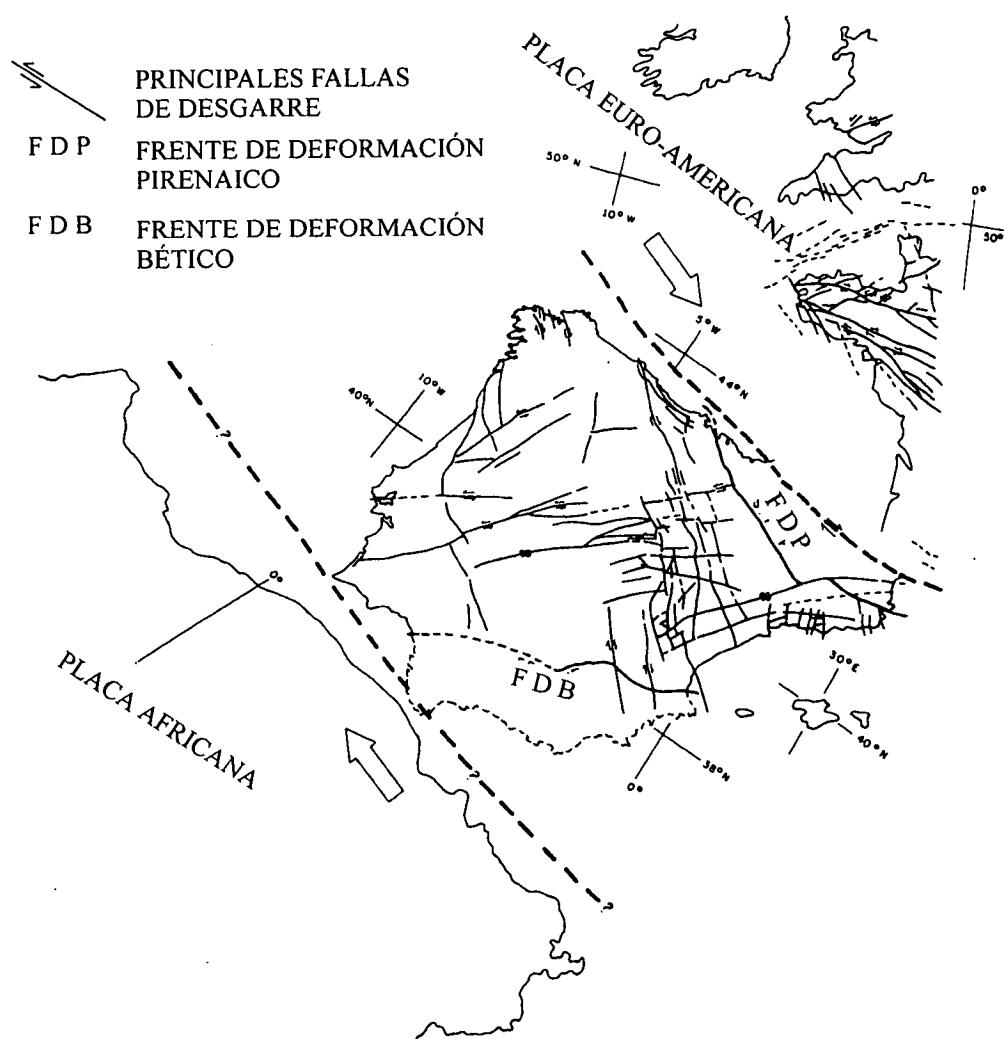


Figura 3.13. Situación de la Península Ibérica a finales de la orogénesis hercínica y principales desgarres tardihercínicos, según Arthaud y Matte (1975).

3.2.3 OROGENIA ALPINA

Tiene lugar desde finales del Cretácico y principios del Terciario hasta la actualidad, siendo responsable de la formación de las cordilleras Pirenaica y Bética, generadas ambas por colisión de la Placa Ibérica con las placas europea y africana

respectivamente (Capote, De Vicente y González Casado, 1990; De Vicente *et al.*, 1994). La transmisión de los esfuerzos producidos durante este evento hacia zonas más internas de la península da lugar a la aparición de cadenas intraplaca, como son la Cordillera Ibérica y el Sistema Central, así como a sus cuencas terciarias asociadas del Duero y del Tajo.

Pueden distinguirse cuatro campos distintos de esfuerzo-deformación o fases tectónicas, que se suceden en el tiempo e incluso llegan a solaparse. Todas ellas tienen características diferentes entre sí, dejándose notar su influencia en distintas zonas del centro peninsular (De Vicente *et al.*, 1994). Es por ello que no todas las fases han contribuido a la estructuración actual del Sistema Central, pero son tratadas en este apartado para tener una visión global de la deformación alpina y de su evolución a través del tiempo.

A continuación se describe brevemente cada fase de deformación, haciendo referencia al tipo de fallas preexistentes que son reactivadas, así como a la orientación del esfuerzo máximo compresivo en cada caso.

Fase Ibérica

Es la responsable de la estructura que se observa en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, con una dirección de compresión de N 45° E a N 55° E, perpendicular a la dirección general de la cadena. Esta fase va a dar lugar al desarrollo de cabalgamientos de dirección NO-SE que presentan en general vergencias al SO, así como a la reactivación de fallas N 40°-60° E y N 170°-180°E que van a funcionar como normales-direccionales (Capote *et al.*, 1990). Su período de actuación es amplio, abarcando desde el Eoceno superior al Oligoceno. En algunas zonas del Sistema Central, puede apreciarse a nivel microestructural la presencia de esta fase de deformación.

Fase Altomira

Está relacionada con el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira, y muy restringida geográficamente a esa zona. La dirección de compresión de esta fase es de N 90° E a N 110° E, generando cabalgamientos de dirección

general N-S y con vergencia al oeste. Además, también da lugar a fallas *transfer* de dirección N 70° E, dextrosas, y N 140° E, sinestrosas (De Vicente *et al.*, 1994).

El período de actuación de esta fase se extiende desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior, y su tensor de esfuerzos puede explicarse como la suma local de los tensores Ibérico y Guadarrama, lo que implica el solapamiento temporal de esta fase con las otras dos mencionadas.

Fase Guadarrama

Es la principal fase de deformación alpina del Sistema Central, y por lo tanto la responsable de su estructura actual. La dirección de compresión está comprendida entre N 140° E y N 160° E, aunque en la zona más occidental del Sistema Central tiene una dirección más próxima a N-S. Esta fase da lugar a cabalgamientos, normalmente de orientación N 60° E, tratándose de fallas tardihercínicas reactivadas o bien discontinuidades hercínicas previas, tales como superficies de estratificación, contactos litológicos o planos de esquistosidad. Otro tipo de fallas que son activas durante esta fase son las fallas *transfer* o desgarres, con dos direcciones principales; por un lado aquellas de dirección próxima a N 10° E, sinestrosas, y por otro las fallas N 140° E, dextrosas (De Vicente *et al.*, 1994). Durante esta fase, se van a desarrollar los pliegues que pueden observarse actualmente en la cobertera mesozoico-cenozoica, al comportarse ésta de una manera pasiva frente al desarrollo de los cabalgamientos en los materiales del basamento hercínico. Estos pliegues son generalmente monoclinales y su plano axial es subparalelo a la dirección de la falla con la que están relacionados.

Esta fase tiene un período de actividad que comprende desde el Mioceno inferior al Mioceno superior, distinguiéndose dos momentos de mayor progradación de las fases aluviales del relleno de la Cuenca de Madrid, y por tanto, de generación de relieve. Estos dos momentos corresponden al Aragoniense medio y al Aragoniense superior.

Fase Torrelaguna

Después de la fase compresiva Guadarrama, tiene lugar un cambio en el régimen de esfuerzos, pasándose a unas condiciones de tectónica extensiva con dirección de

extensión E-O. Es la responsable de la estructuración de la red fluvial actual, así como del paso en la Cuenca de Madrid de sedimentación endorreica a exorreica. Las fallas que actúan en esta fase son del tipo normal direccional, con orientaciones comprendidas entre los N 20° O y los N 30° E. Actúa durante el Plioceno, y está relacionada con el proceso de apertura del golfo de Valencia, que tiene lugar en el Mioceno medio, y su posterior propagación hacia el Centro p

Peninsular.

La datación de las cuatro fases de deformación alpinas se ha llevado a cabo a partir de su relación con los sedimentos terciarios que constituyen el relleno de la Cuenca de Madrid. Para el borde norte del Sistema Central, existen dudas acerca de la edad de los sedimentos afectados por estas fases, ya que algunos autores los consideran Mioceno inferior-superior (Corrales, 1982; Portero *et al.*, 1982; Corrochano *et al.*, 1983) y otros Oligoceno (Del Olmo y Martínez Salanova, 1989; Santisteban *et al.*, 1991). En la figura 3.14 se muestra un gráfico en el que se indica la relación entre las unidades tectono-sedimentarias y las fases de deformación alpinas, indicando el tiempo de actuación de las mismas así como su carácter tectónico.

3.3 MODELOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA CENTRAL

Son muchos los modelos que se han elaborado para explicar la estructura del Sistema Central, y éstos han ido cambiando con el tiempo y sucediéndose unos a otros a medida que aumentaban los conocimientos acerca de la cadena y se obtenían nuevos datos que rechazaban algunas hipótesis a la vez que abrían nuevas líneas de investigación.

El modelo más antiguo es el de Hernández Pacheco (1923), que considera la formación de la cadena debida a dos etapas. La primera de ellas, de edad pérmica, da lugar a la elevación de las dos mesetas y la Cordillera Central. Posteriormente, a comienzos del Terciario, se produce una etapa de descompresión que favorece el hundimiento de las mesetas dejando el Sistema Central elevado entre ellas. Propone por tanto una tectónica distensiva para explicar el relieve de la cordillera, lo que no es cierto dado el carácter compresivo de las deformaciones alpinas, bien conocidas en la actualidad.

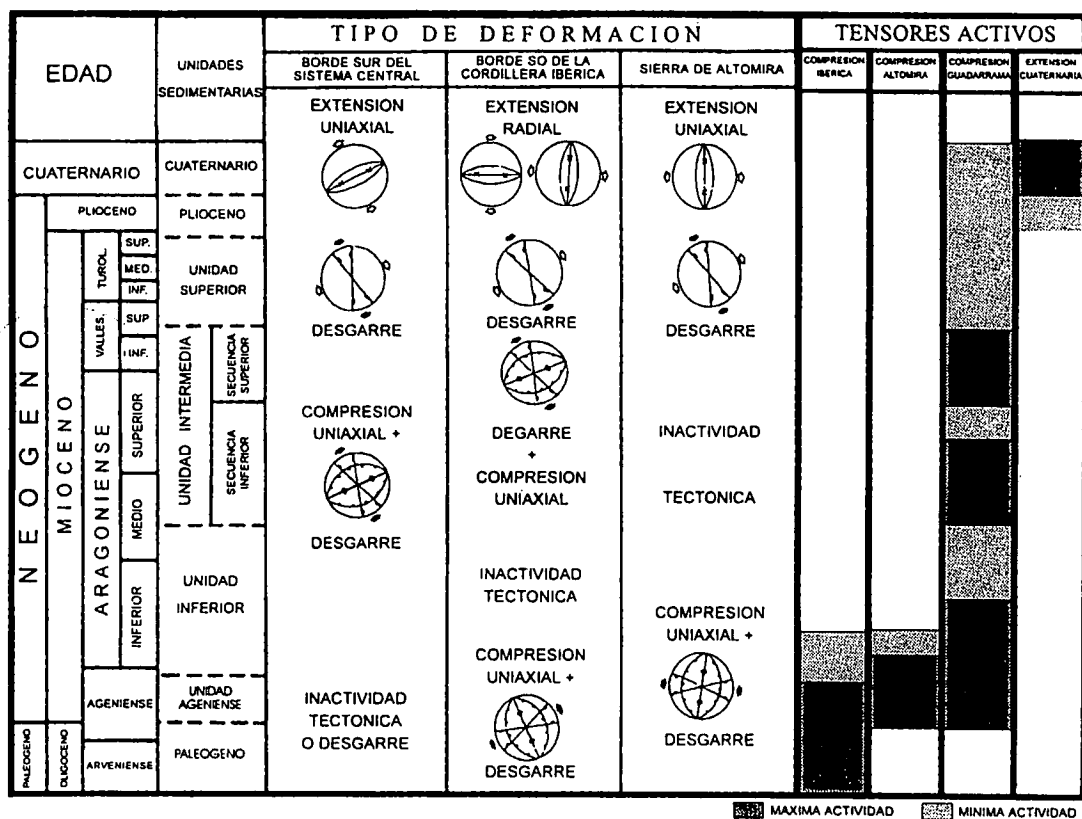


Figura 3.14. Relación entre las unidades neógenas de la Cuenca de Madrid y los tensores y fases de deformación alpinos, según De Vicente *et al.* (1994).

Otro modelo es el desarrollado por Birot y Solé (1954) (fig. 3.15), en el que propone la actuación de una fase compresiva relacionada con la formación de la Cordillera Bética, la cual originaría pliegues de radio medio en el basamento y fallas inversas causantes de *horsts* y *grabens*. Esta estructura daría lugar a un engrosamiento de la corteza que, como consecuencia de un proceso de compensación isostática, originaría una etapa distensiva que a su vez sería la causante de la elevación de los distintos macizos. Esta compresión tendría lugar en el Mioceno superior, mientras que la reestructuración a favor de fallas verticales se produciría en el Plioceno.

Un modelo posterior es el de la Bóveda Castellano-Extremeña (Alía, 1976) (fig. 3.16), en el que se considera la existencia de una megaestructura correspondiente a un abombamiento cortical de dirección NE-SO dividido en dos partes a un lado y otro de la línea Madrid-Toledo. La parte septentrional, que correspondería a las sierras de Gredos y Guadarrama, sería el resultado de esfuerzos laterales compresivos de la corteza o esfuerzos verticales diferenciales producidos por el manto, que darían lugar a movimientos de

elevación primero y posteriormente de hundimiento de los flancos a favor de fallas verticales.

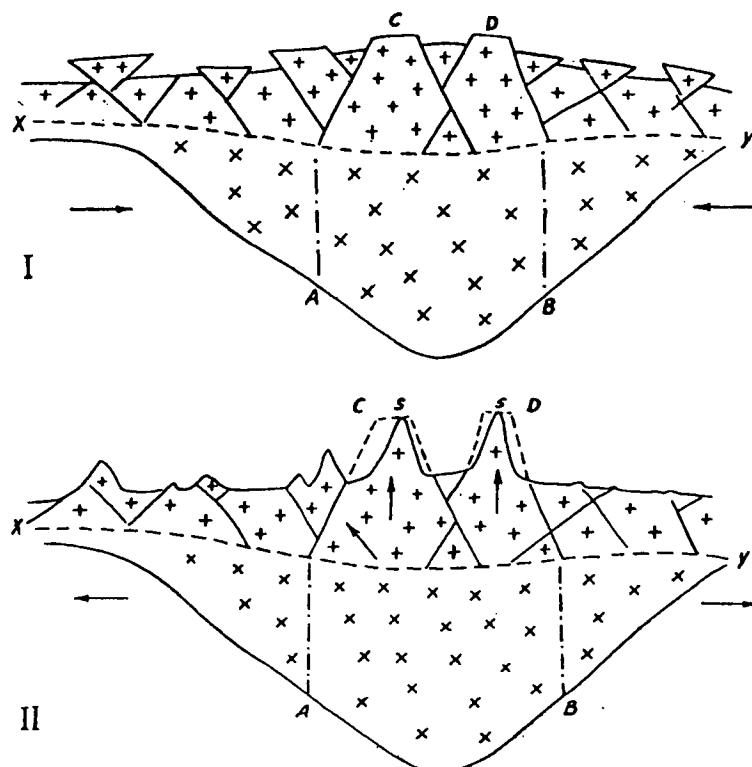


Figura 3.15. Modelo propuesto por Birot y Solé (1954) para la formación del Sistema central en una primera etapa compresiva (dibujo superior) y una segunda de tipo distensivo (dibujo inferior).

Tomando como base el modelo anterior, se desarrolla posteriormente el de *rhomb horst* (Portero y Aznar, 1984) (fig. 3.17). Parte de una etapa que tiene lugar durante el Paleoceno, en la que se desarrolla la Bóveda Castellano-Extremeña antes descrita. Dicha Bóveda se acentúa durante el Eoceno-Oligoceno por esfuerzos compresivos NO-SE constituyéndose el Sistema Central como un relieve positivo en relación a las cuencas del Duero y Tajo, desnivelándose todos ellos al progresar la compresión a favor de fallas inversas subverticales. Durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior se generan los relieves más fuertes y el Sistema Central empieza a adquirir una estructura de *rhomb horst* al producirse un giro de los esfuerzos, que continúan durante el Mioceno medio. En esta etapa algunas cuencas internas, como la del valle de Amblés, se constituyen como *rhomb grabens*. Hay una sedimentación expansiva durante el Mioceno medio-superior y durante el Plioceno se producen nuevas compresiones que determinan la desnivelación de bloques y la estructura actual de la cadena.

El modelo de deformación distribuida (Vegas *et al.*, 1990) (fig. 3.18), propone la actuación de dos cizallas para explicar la estructura actual. La primera de ellas sería una cizalla simple dextrorsa relacionada con el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, que actuaría desde el Cretácico superior al Paleógeno dando lugar a la compartimentación en dominios de dirección E-O, dentro de los cuales habría rotación sinestrosa de bloques limitados por fallas tardihercínicas de dirección N 30° E. Como resultado de esta rotación, se crearían depresiones intramontañas como las del valle de Amblés, Campo Azálvaro, Tiétar, etc. Posteriormente tiene lugar una compresión N-S desde el Eoceno hasta la actualidad, que da lugar a una cizalla pura dextrorsa que va a ser la responsable del engrosamiento homogéneo de la corteza inferior, produciéndose una depresión de 3 Km en el Moho y un levantamiento de la corteza superior de 2.5 Km, con la consiguiente formación de relieve para acomodar la deformación dúctil de la parte inferior de la corteza. El levantamiento se produciría a partir de fallas inversas subverticales que serían las mismas que delimitan los dominios en la etapa anterior. Este modelo está apoyado en la existencia de un perfil sísmico oblicuo a la cadena que indica una depresión del Moho de 32 a 35 Km bajo la parte central de Gredos.

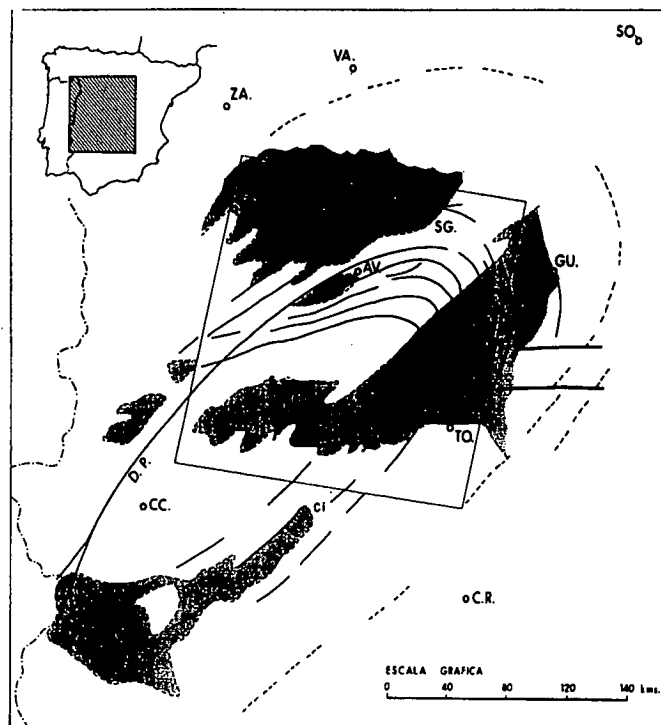


Figura 3.16. Modelo propuesto por Alía (1976) que explica la formación del Sistema Central mediante el desarrollo de una megaestructura denominada Bóveda Castellano-Extremeña.

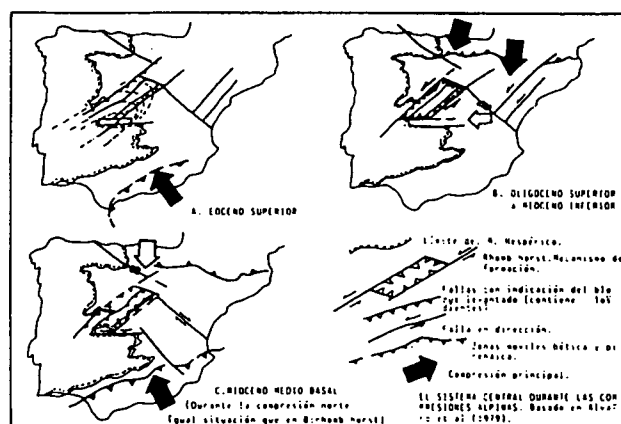


Figura 3.17. Modelo de "Rhomb horst" de Portero y Aznar (1984).

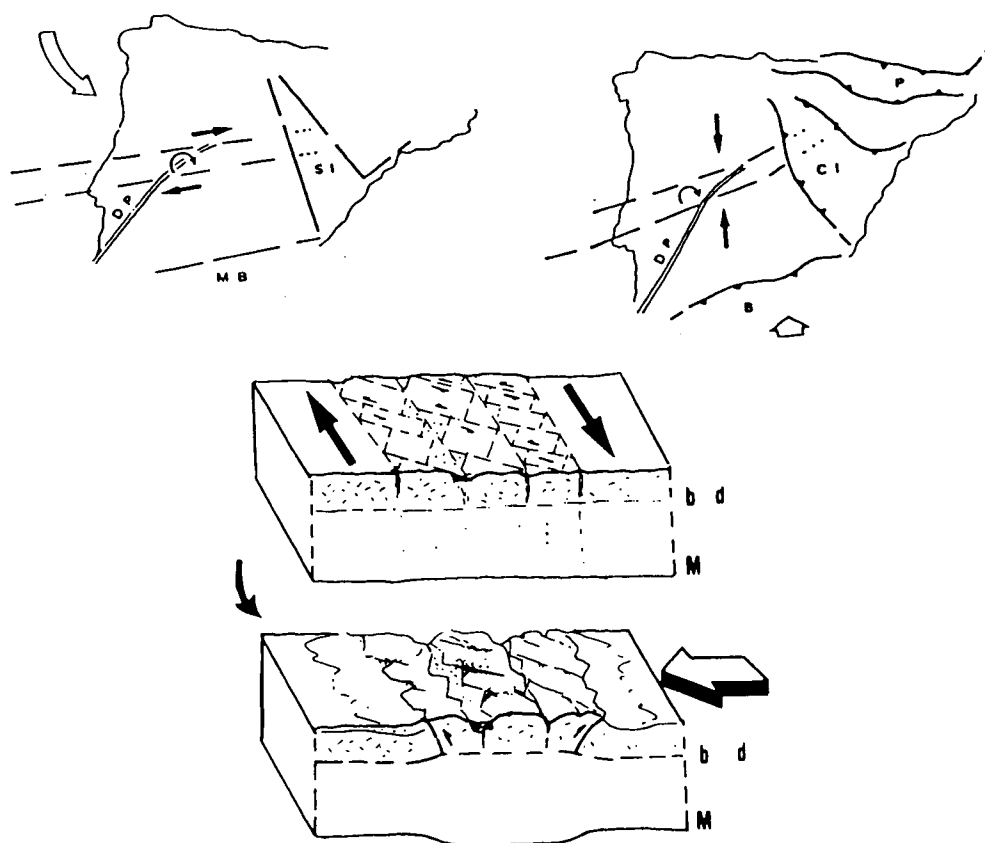


Figura 3.18. Modelo de deformación distribuida de Vegas *et al.* (1990) que supone la actuación de una cizalla simple dextral, seguida de una compresión N-S que engrosa la corteza inferior.

Los últimos modelos se engloban dentro de un conjunto que considera el Sistema Central estructurado mediante un sistema de cabalgamientos imbricados. El primero de

ellos (Warburton y Álvarez, 1989) (fig. 3.19) está basado en un perfil que abarca desde la Sierra de Pradales hasta el E de Madrid, donde se define la existencia de 5 zonas desde la cuenca del Duero hasta la del Tajo, diferenciadas en función de sus características estructurales. Las zonas situadas más al norte, Pradales y Sepúlveda, presentan cabalgamientos que afectan principalmente a la cobertera mesozoica-cenozoica, con desarrollo de pliegues monoclinales que implican despegues de la cobertera respecto al basamento y duplicación de la serie cretácica. La siguiente zona hacia el sur, Monte Medina, está constituida por tres cabalgamientos que implican tanto a la cobertera como al basamento. Por último, la zona de Guadarrama, donde se alcanzan las mayores alturas de la sección, se caracteriza por estar constituida por tres láminas cabalgantes asociadas a retrocabalgamientos, dando lugar a una geometría de *pop-up*. Los autores proponen la existencia de un despegue a una profundidad de 10 Km. sin que el Moho se vea afectado por la deformación alpina.

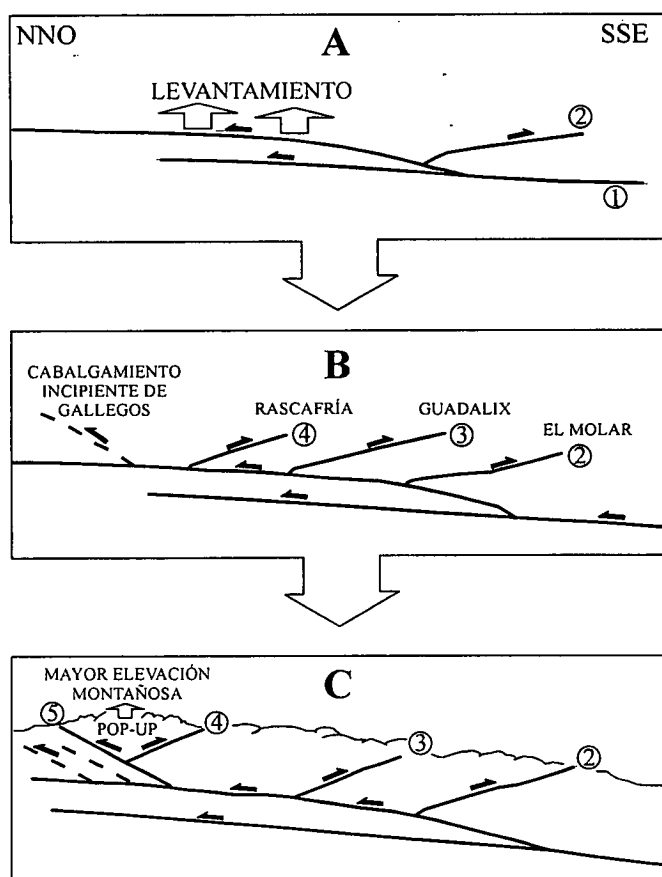


Figura 3.19. Modelo de Warburton y Álvarez (1987) que explica el desarrollo del Sistema Central mediante un sistema de cabalgamientos imbricados.

Este modelo presenta una serie de objeciones, ya que no concuerda con las estructuras observadas en el campo, principalmente en las zonas situadas al norte donde no se observan despegues de la cobertera respecto al basamento ni duplicaciones de la serie cretácica como proponen en la zona de Sepúlveda.

Un modelo más ajustado a los datos de campo, basándose también en una estructura de cabalgamientos imbricados, es el propuesto por De Vicente *et al.* (1991) (fig. 3.20). Los autores determinan la dirección de acortamiento a partir del análisis poblacional de fallas (N 155° E) y realizan un corte compensado desde Honrubia hasta la cuenca del Tajo, donde se muestra la estructura alpina y se llega a establecer un acortamiento de, al menos, un 11%. Ésta, sería el resultado de una serie de cabalgamientos y retrocabalgamientos afectando a las rocas del basamento, de manera que la cobertera se adapta pasivamente a ellos. Las fallas aprovechan discontinuidades previas, principalmente desgarres tardihercánicos y planos de esquistosidad hercínica, y en algunos casos planos de estratificación.

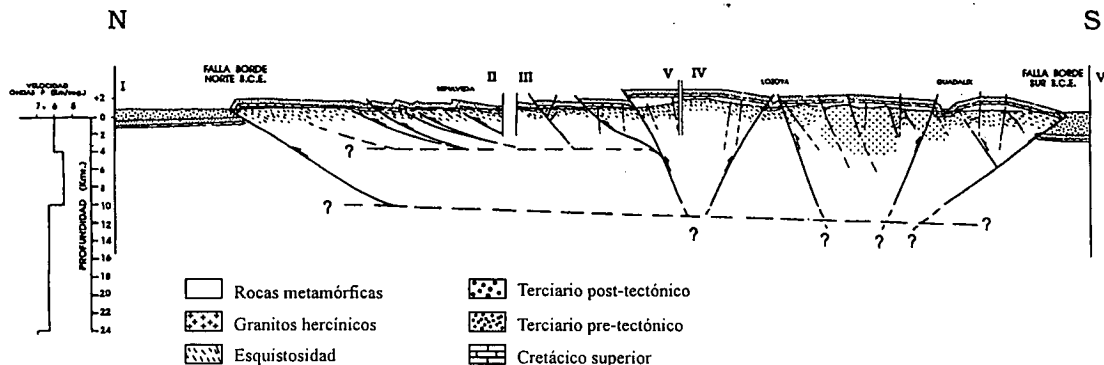


Figura 3.20. Modelo de cabalgamientos imbricados para el Sistema Central de De Vicente *et al.* (1991). Supone la existencia de un despegue a una profundidad de 4 Km en la zona norte y de 10-12 Km en la sur.

Si se realiza un corte en sentido N-S, se observa una clara variación en las características estructurales. La zona norte presenta una geometría de cabalgamientos imbricados, con escasos retrocabalgamientos y una profundidad para el despegue que los autores establecen en 9 Km. Por el contrario, en la zona sur, los retrocabalgamientos son las estructuras más frecuentes, determinados por el desarrollo de tres *pop-up* definidos por amplios anticlinales, que son los responsables de las mayores elevaciones de la zona de

Guadarrama, separados por dos *pop-down*, representados por estrechos sinclinales. Para esta región, la profundidad del despegue se sitúa entre 10 y 12 Km.

Por último, De Vicente *et al.* (1994, 1996b), admiten que la deformación frágil de la corteza superior se puede compensar en profundidad con un engrosamiento cortical como habían propuesto Vegas *et al.* (1990), de manera que surge un modelo que se puede considerar mixto entre los dos (fig. 3.21). El acortamiento calculado es de un 22%, acomodado lateralmente por fallas en dirección NO-SE dextrosas y N-S sinestrosas.

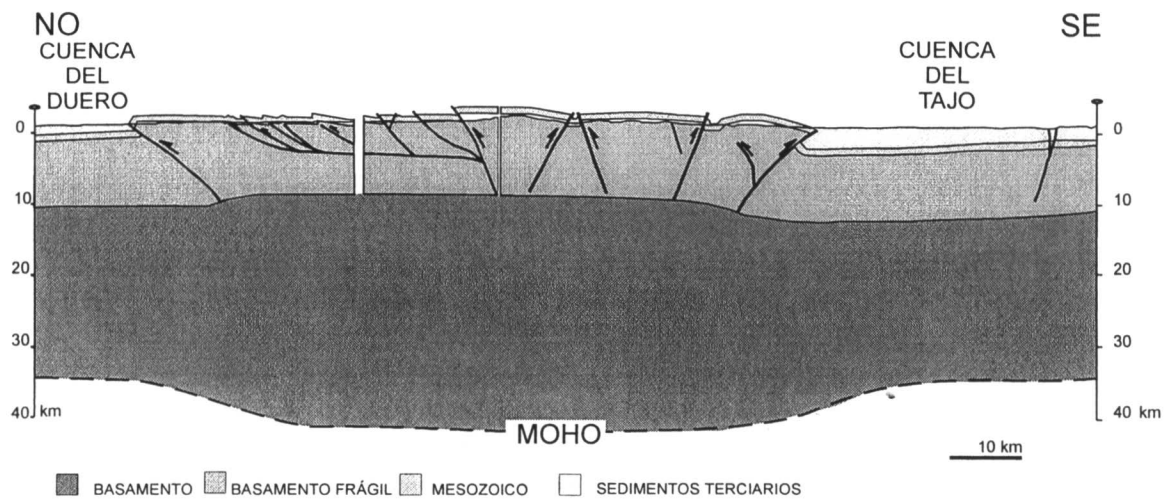


Figura 3.21. Modelo de De Vicente *et al.* (1994, 1996b) que explica la formación del Sistema Central mediante una deformación frágil en la parte superior y una dúctil con engrosamiento de la corteza en la

CAPÍTULO 4

*LAS ESTRUCTURAS ALPINAS EN LA
ZONA NORTE DEL SISTEMA CENTRAL*

4. LAS ESTRUCTURAS ALPINAS EN LA ZONA NORTE DEL SISTEMA CENTRAL

Para cumplir los objetivos propuestos en esta Tesis, se ha aplicado una serie de métodos y técnicas que se describen a continuación. En este capítulo únicamente se explicarán los métodos estructurales que han sido los clásicos en trabajos de tipo regional, con especial énfasis en los modelos de pliegues asociados a fallas con basamento implicado. Estos nos han permitido obtener geometrías posibles para las fallas de basamento en aquellos casos en que éstas no son visibles, así como determinar valores para el acortamiento alpino en distintos puntos de la cadena.

4.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ESTRUCTURAL

Con el fin de determinar la estructura alpina del área de estudio con el suficiente grado de detalle para la elaboración posterior de modelos de pliegues asociados a fallas y de cortes compensados, se ha llevado a cabo una serie de campañas cuyo objetivo era la revisión de la cartografía geológica existente en la zona, prestando especial interés y realizando una nueva cartografía en algunos casos de los materiales mesozoicos y cenozoicos, que son los que van a mostrar una deformación alpina más evidente. Para ello, el trabajo de revisión cartográfica realizado ha seguido el orden clásico en este tipo de estudios.

En primer lugar, se hizo una recopilación de toda la cartografía geológica existente para la zona del borde norte del Sistema Central, que en gran parte está publicada en las hojas MAGNA a escala 1:50.000 editadas por el Instituto Tecnológico Geomineo de España (I.T.G.E.), en concreto las hojas número 373/Quintanilla de Onésimo (Picart y Wouters, 1997), 374/Pañafiel (López Olmedo *et al.*, 1997), 400/Portillo (Portero y Del Olmo, 1982), 401/Cuéllar (Muñoz del Real *et al.*, en edición), 402/Olmeda (Díaz de Neira *et al.*, en edición), 403/Maderuelo (García Cortés *et al.*, en edición), 426/Fuentesauco (Jiménez Fuentes *et al.*, 1980), 428/Olmedo (Portero *et al.*, 1982), 429/Navas de Oro (Lendínez *et al.*, en edición), 430/Cantalejo (Díaz de Neira *et al.*, en edición), 431/Sepúlveda (López Olmedo *et al.*, en edición), 432/Riaza (Hernáiz Huerta *et al.*, en edición), 455/Arévalo (Carreras y Olivé, 1982), 456/Nava de la Asunción (Martínez Salanova *et al.*, 1991), 457/Turégano (Del Olmo *et al.*, 1991a), 458/Prádena

(Del Olmo *et al.*, 1991b), 479/Peñaranda de Bracamonte (Díez Balda *et al.*, 1982), 480/Fontiveros (Águeda *et al.*, 1982), 481/Nava de Arévalo (Carreras y Olivé, 1982b), 482/Valverde del Majano (Del Olmo *et al.*, 1991d), 483/Segovia (Martínez Salanova *et al.*, 1991b), 484/Buitrago del Lozoya (Del Olmo *et al.*, 1991c), 485/Valdepeñas de la Sierra (Portero *et al.*, 1991), 504/Alba de Tormes (Vargas, 1982), 505/Mirueña de los Infantes (Fernández Carrasco *et al.*, 1982), 506/Cardeñosa (Hernández Samaniego *et al.*, 1982), 507/El Espinar (Bellido *et al.*, 1990d), 508/Cercedilla (Bellido *et al.*, 1990b), 509/Torrelaguna (Bellido *et al.*, 1990c), 529/Santa María del Berrocal (Sánchez Carretero *et al.*, en edición), 530/Vadillo de la Sierra (Martín Parra *et al.*, en edición), 531/Ávila de los Caballeros (Martín Parra *et al.*, en edición), 532/Las Navas del Marqués (Bellido *et al.*, 1991), 533/San Lorenzo de El Escorial (Del Olmo *et al.*, 1990), 554/Piedrahita (Díez Montes, A., en edición), 555/Navatalgordo (Fernández Ruiz *et al.*, en edición), 556/Navaluenga (López Sopeña *et al.*, en edición), 557/San Martín de Valdeiglesias (Bellido *et al.*, 1990a), 558/Majadahonda (Portero *et al.*, 1990). A continuación se revisaron las cartografías publicadas por algunos autores en distintas Tesis dentro del área de estudio, destacando la cartografía de los materiales cretácicos llevada a cabo por Alonso (1981) y la cartografía de los materiales terciarios al norte de la Serrezuela (Armenteros, 1986). También se ha utilizado el Mapa Geológico y Minero de Castilla y León a escala 1:400.000 (SIEMCALSA, 1997).

A partir de estas cartografías previas, el trabajo ha consistido en revisar las estructuras alpinas mediante fotointerpretación de la fotografía aérea existente a escala 1:33.000, junto a recorridos de campo en los que además de la toma de datos estructurales de pliegues, fallas, estratificación, foliación, etc., se revisaba la cartografía aumentando el grado de detalle de los mapas geológicos previos. De esta manera se ha elaborado una cartografía de síntesis geológica y estructural que se ha utilizado como base para las interpretaciones posteriores de las estructuras alpinas superficiales del área de estudio.

4.2 MODELOS DE PLIEGUES ASOCIADOS A FALLAS

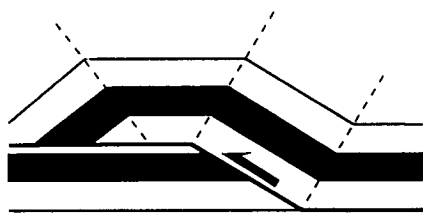
Como puede observarse en la naturaleza, son muy frecuentes los casos de pliegues desarrollados sobre o en las cercanías de fallas. Entre las distintas posibilidades,

vamos a dirigir nuestra atención únicamente al caso de pliegues asociados a fallas inversas y cabalgamientos, ya que es el tipo de tectónica predominante en la zona de estudio.

Hay tres posibilidades para explicar la asociación espacial de un pliegue y una falla: que el pliegue se forme antes que la falla, que la falla se forme primero, o que ambos se desarrollen simultáneamente.

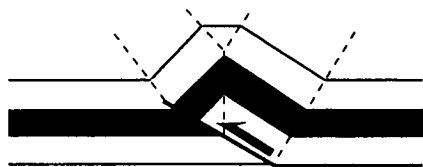
Para mayor claridad, se expone a continuación y de forma resumida, las características principales de cada una de ellas:

PLIEGUE DE FAULT-BEND



- El modelo que considera que el pliegue se forma antes que la falla ("break-thrust model", Willis y Willis, 1934), interpreta que el pliegue se forma por "buckling", y posteriormente es cortado por una falla sin que tenga que haber relación entre ambos.

PLIEGUE DE PROPAGACIÓN DE FALLA



- El que interpreta que primero se forma la falla y posteriormente, en las proximidades de la misma, lo hacen los pliegues, los supone debidos a un efecto de arrastre, como consecuencia de la resistencia friccional producida en el plano de falla. Serían los llamados pliegues de arrastre ("drag-folds"), los cuales no tienen una relación directa con la forma de la falla ya que van evolucionando a medida que se produce el deslizamiento.

PLIEGUE DE DESPEGUE

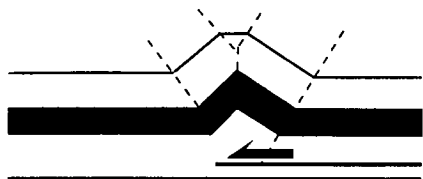


Figura 4.1. Los tres tipos principales de pliegues asociados a fallas y sus diferencias geométricas.

A este grupo también pertenecerían los "fault-bend folds" (fig. 4.1) (Rich, 1934; Suppe, 1983), es decir, los pliegues que se desarrollan sobre una superficie de falla no planar, y

que son muy comunes en los cinturones de pliegues y cabalgamientos. En este tipo de pliegues, a diferencia de los anteriores, hay una relación directa entre la geometría del pliegue y de la falla que se describirá con detalle más adelante.

- El último modelo considera que el pliegue y la falla se forman simultáneamente. Corresponde a un pliegue de propagación de falla ("fault-propagation fold", fig. 4.1) (Suppe y Medwedeff, 1984, 1990; Jamison, 1987; Mitra, 1990, 1993), consistente en una falla que se propaga a través de los materiales de la cobertera sedimentaria, resolviéndose el acortamiento mediante deslizamiento en la parte trasera de la falla y plegamiento en el extremo de la misma. Un tipo especial de esta clase de pliegues son los pliegues de propagación de falla con basamento implicado (Chester y Chester, 1990; Narr y Suppe, 1989, 1994; Erslev, 1991; McConnell, 1994), que son aquellos en los que la falla afecta a los materiales del basamento, que constituyen en general el núcleo del pliegue, y la deformación se propaga a continuación a los materiales de la cobertera que son plegados y/o fallados.

Por tanto, se observa que los dos últimos modelos presentan la característica particular de corresponder a fallas que van variando de buzamiento con la profundidad, de tal forma que ascienden en la serie estratigráfica por un aumento de su valor. Sin embargo, hay un último tipo de pliegues asociados a fallas que se caracteriza por no presentar una falla con buzamiento cambiante, son los pliegues de despegue ("detachment folds", fig. 4.1) (Carey, 1962; De Sitter, 1964; Dahlstrom, 1969; Jamison, 1987), los cuales se desarrollan por acortamiento de la serie sobre una falla subhorizontal, que generalmente ve favorecida su propagación debido a la existencia de un nivel incompetente en la serie estratigráfica.

En los últimos años numerosos autores han desarrollado modelos de "fault-bend folds", pliegues de propagación de falla y pliegues de despegue en los que describen con detalle las relaciones angulares existentes entre la forma del pliegue y la falla. Todos estos modelos no pueden ser considerados cortes compensados propiamente dichos, ya que no se cumplen los requisitos necesarios para los que se definen dichos cortes, sin embargo se basan en el principio de conservación de volumen a medida que va evolucionando la estructura, por lo que el concepto de compensación es inherente a todos ellos. Predicen pliegues que en general son asimétricos, presentando un flanco muy ten-

dido y otro más inclinado llegando a estar incluso invertido, es decir, dan lugar a pliegues monoclinales, semejantes a los observados en la zona de estudio.

4.2.1 MODELOS DE PLIEGUE DE PROPAGACIÓN DE FALLA CON BASAMENTO IMPLICADO

Los modelos de pliegue de propagación de falla descritos por los autores mencionados, fueron desarrollados para el caso de fallas que atraviesan exclusivamente secuencias sedimentarias, y a partir de ellos se llevaron a cabo análisis para conocer la geometría en el caso de pliegues en los que los materiales del basamento se encuentran implicados en el núcleo de la estructura. Este tipo de pliegues no suele presentar una geometría de falla típica de rellano y rampa, por lo que la aplicación directa de los modelos geométricos desarrollados para pliegues de propagación de falla en cinturones de pliegues y cabalgamientos suele ser inapropiada. Es por ello que con el paso del tiempo han ido apareciendo modelos geométricos que expliquen el desarrollo de estas estructuras de plegamiento de una forma más ajustada a las características observables en el campo.

Distintos autores han ido proponiendo modelos basados fundamentalmente en las características geométricas de las estructuras compresivas pliegue-falla presentes en las Montañas Rocosas, tanto en Estados Unidos como en Canadá (Spang *et al.*, 1985; Erslev, 1991; Narr y Suppe, 1989; Schmidt *et al.*, 1993) así como en Pirineos (Alonso y Teixell, 1992). La figura 4.2 muestra distintas geometrías propuestas por dichos autores.

En estos modelos se propone desde una zona de falla a lo largo de todo el flanco frontal del pliegue con pequeños desplazamientos en el basamento a favor de superficies de discontinuidad subparalelas ((a) en la figura 4.2), hasta una zona de forma triangular con deformación por cizalla en la cobertera que es prolongación de una estrecha zona de falla en el basamento ((b) y (c) en la figura 4.2), pasando por una zona de deformación por cizalla en el basamento ((d) en la misma figura), deformación en el flanco frontal causada por cizalla pura ((e) en la figura 4.2) o la adaptación de la cobertera a un movimiento de bloques rígidos en el basamento ((f) en la misma figura).

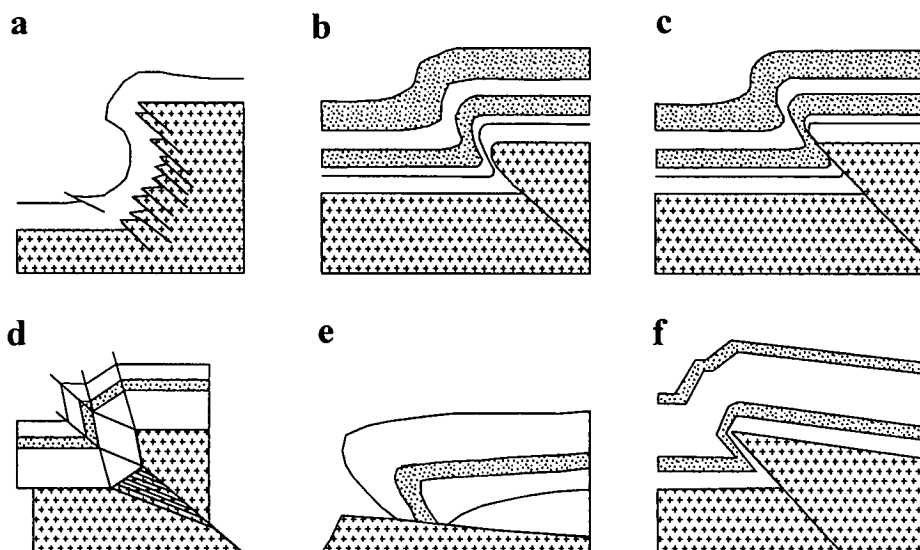


Figura 4.2. Distintos modelos propuestos para explicar el desarrollo de pliegues de propagación de falla con basamento implicado. (a) Spang *et al.* (1985). (b) y (c) modelo de cizalla triangular de Erslev (1991). (d) Narr y Suppe (1993). (e) Alonso y Teixell (1992). (f) Schmidt *et al.* (1993). Modificado de McConnell (1994) y Erslev y Mayborn (1997).

El modelo de Chester y Chester (1990) modificó el modelo de pliegue de propagación de falla de Suppe y Medwedeff (1984) para fallas con buzamiento constante y comparó sus geometrías con estructuras que presentan basamento en el núcleo. Fue, por así decirlo, un modelo de transición entre los desarrollados para cinturones de pliegues y cabalgamientos en materiales sedimentarios y los elaborados para explicar las estructuras con basamento implicado. De los distintos modelos propuestos, pueden diferenciarse tres grupos:

- modelo de unión triple falla-falla-pliegue con deformación por cizalla en el basamento (modelo de Narr y Suppe, 1994).
- modelo con zonas triangulares de cizalla en la cobertera limitadas por planos axiales fijos (modelo de McConnell (1994); modelo *Trishear* de Erslev, 1991).
- modelo con zonas triangulares de cizalla en la cobertera con planos axiales que rotan progresivamente con la deformación (Mitra y Mount, 1998).

A continuación, se expondrán las características geométricas de cada uno de estos modelos.

4.2.1.1. Modelo de Narr y Suppe (1994)

Este modelo se basa en la cinemática de uniones triples falla-falla-pliegue de área constante. Pretende dar una respuesta a numerosas complejidades observadas en estructuras con basamento implicado, como son la presencia de planos de falla con alto buzamiento cerca de la superficie junto a fallas con buzamiento moderado, la existencia de basamento rotado en algunas estructuras y el cambio de vergencia a lo largo de la dirección que se observa en algunos casos de basamento elevado, y la existencia dentro del basamento de estructuras anteriores que son reactivadas durante la compresión. Con estas condiciones, se contempla el desarrollo de estructuras con basamento implicado como el resultado de deslizamiento en sistemas de fallas compuestos por un número de uniones triples falla-falla-pliegue que reactivan una estructuración más antigua. Algunas de estas estructuras preexistentes pueden ser oblicuas a la compresión y, por tanto, deslizarse con una componente oblicua respecto a la falla, pero sólo se considera el caso de deformación bidimensional por deslizamiento según el buzamiento.

En cuanto a la geometría de la falla principal, las ideas respecto a su buzamiento han ido variando en los distintos modelos propuestos con el tiempo, pero es un hecho frecuentemente observado, y el Sistema Central no es una excepción, que en el contacto entre cobertera y basamento en la zona de flanco frontal del pliegue, las fallas presenten un elevado buzamiento. En la zona de las Montañas Rocosas, de donde se ha derivado este modelo, a partir de datos gravimétricos, sísmicos y de sondeos (Berg, 1962; Berg y Romberg, 1966) se ha demostrado que las fallas tienen buzamientos más moderados en profundidad, aunque eso no ocurra en todas las estructuras (Smithson *et al*, 1978; Gries, 1983; Gries y Dyer, 1985).

El comportamiento mecánico del basamento es variado; se han descrito casos en los que los materiales son trasladados rígidamente y otros en los que el basamento aparece plegado (Narr, 1993). En cuanto a la cobertera, ésta se presenta, en ocasiones, despegada del basamento en la zona del flanco frontal del pliegue, y puede aparecer tanto adelgazamiento como engrosamiento de dicho flanco mediante el desarrollo de fallas, pliegues menores, etc. (Stearns y Jamison, 1977; Stone, 1983; Spang, Evans y Berg, 1985; Hennings y Spang, 1987).

Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, el modelo cinemático pretende dar respuesta a las siguientes características presentes en las estructuras con basamento implicado:

- normalmente son monoclinales
- se forman generalmente sobre una falla inversa en el basamento
- el basamento se comporta como un bloque rígido en algunas estructuras, pero en otros casos se encuentra plegado
- la falla principal puede desaparecer a medida que progresa dentro de la cobertera
- los flancos frontales se forman por adaptación de la cobertera a un bloque de basamento fallado, a medida que este es elevado
- la deformación en la cobertera se concentra en el flanco frontal y puede implicar tanto acortamiento como extensión paralela a las capas

La figura 4.3 muestra el desarrollo de un pliegue monoclinal con basamento implicado según el modelo de unión triple falla-falla-pliegue.

En la figura se puede ver cómo, a partir de un estado inicial con una cobertera estratificada dispuesta horizontalmente sobre un basamento en el que existe una falla de buzamiento moderado que termina en el punto t^* , otra de buzamiento mayor que se extiende hasta el contacto basamento cobertera (f), y una superficie axial que define un área triangular P (estado A de la figura 4.3), evoluciona al estado B en el que a medida que el bloque de techo del basamento va ascendiendo y empujando al bloque de muro, el punto triple falla-falla-pliegue (t^*) asciende y la superficie axial activa va afectando progresivamente a materiales del basamento más superficiales, de manera que el área triangular P que corresponde al basamento que no es afectado por deformación por cizalla es cada vez menor, mientras que el área cizallada (s) aumenta. El estado C corresponde al momento en el que el punto triple t^* alcanza el límite basamento cobertera, y en ese momento el bloque de techo de basamento deja de interaccionar con el bloque de muro. La geometría y evolución del pliegue generado en la cobertera pueden ser variadas, lo que queda expresado por las distintas secuencias de la figura 4.3 (D1.1, D1.2, D2.1, etc.). En el modelo, la longitud de capas se conserva en la cobertera, así como el espesor de las unidades siempre que es posible, pero la deformación en la misma puede

acomodarse de diferentes maneras. A medida que el bloque de techo del basamento 'intruye' en la cobertera, la longitud del contacto cobertera basamento va aumentando, y esto da lugar a un pliegue anticlinal en el frente del pliegue monoclinal (C1) o bien a una cizalla entre capas paralela a las capas dentro de la cobertera, que resuelva el problema de espacio en el núcleo del sinclinal (C2). Puesto que la longitud del contacto cobertera-basamento varía a medida que el bloque de techo asciende y el área de basamento no deformado, P, se transforma en el triángulo de área s de basamento cizallado, existe un despegue entre los materiales de cobertera y el basamento.

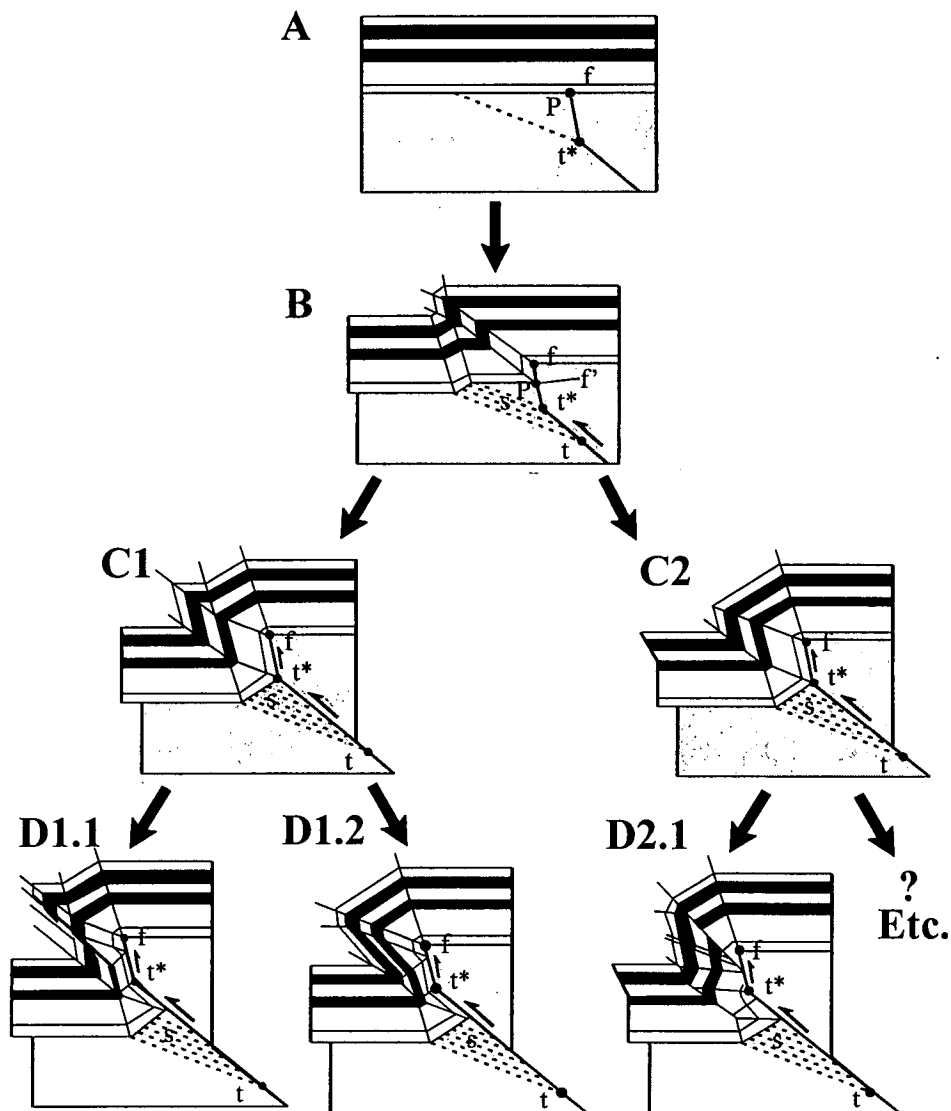


Figura 4.3. Desarrollo secuencial de una estructura de pliegue monoclinal con basamento implicado según el modelo de falla-falla-pliegue de Narr y Suppe (1994). Tomado de Narr y Suppe, 1994).

A medida que el acortamiento progresa, puede producirse un adelgazamiento y estiramiento de la cobertera en el flanco frontal, como se muestra en las etapas D1.1 y D1.2 de la figura 4.3, o bien desarrollarse una falla dentro de la cobertera de manera que se inhiba el estiramiento y adelgazamiento de las capas (D2.1 en la misma figura). Así pues, mientras la cobertera es acortada en las primeras fases de desarrollo de la estructura (A a C), posteriormente sufre extensión proporcional al deslizamiento del basamento en la falla principal (etapa D). Esta secuencia deformacional de acortamiento de la cobertera seguida de estiramiento, es la misma que la propuesta en el modelo *Trishear* de Erslev (1991) que se explicará más adelante. Como la respuesta estructural de la cobertera no es única, otro tipo de geometrías finales son también posibles.

Modelo geométrico

La figura 4.4 muestra los elementos geométricos utilizados para establecer las relaciones cuantitativas del modelo falla-falla-pliegue.

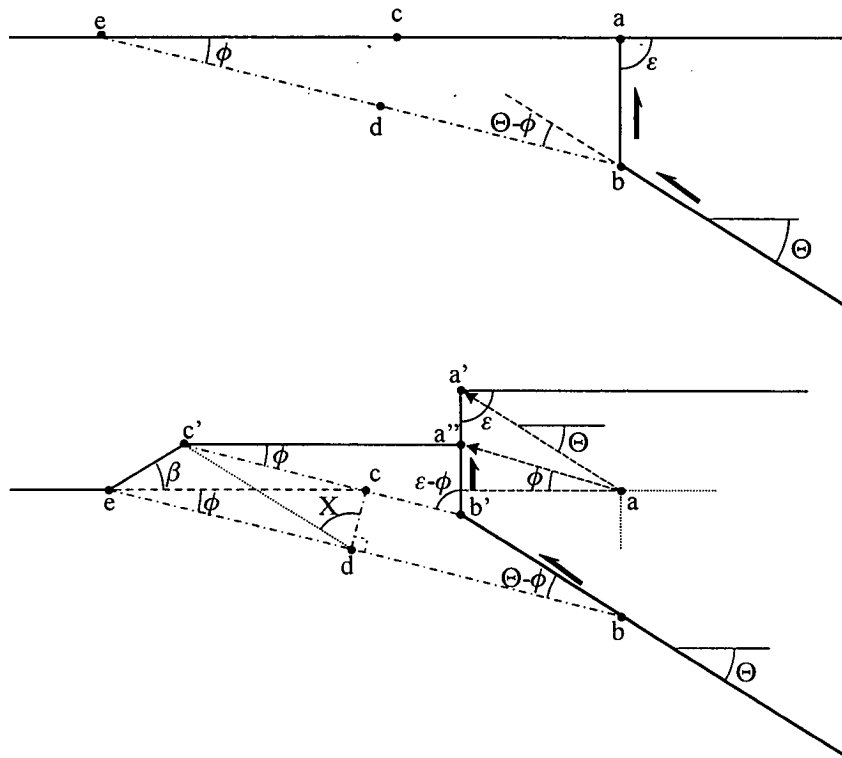


Figura 4.4. Elementos geométricos utilizados en el modelo de pliegue de Narr y Suppe (1994). Ver explicación en el texto.

El número de parámetros geométricos implicados es alto, lo que hace que las relaciones entre ellos sean complejas de determinar. En el estado inicial (fig. 4.4), existe una falla con buzamiento moderado, θ , que acaba en un punto triple, b, del que salen un segmento de falla con elevado buzamiento, ϵ , y una superficie axial de buzamiento más moderado y que viene representada por la línea be. El ángulo entre esta superficie axial y el techo sin deformar del basamento es ϕ . A medida que se produce movimiento a favor de la falla principal (figura 4.4, inferior), el bloque de techo del basamento se desplaza como un bloque rígido, de manera que el punto triple pasa de su situación b a un punto b' más alto que el anterior. De igual manera, el punto a que representa la intersección de la falla con alto buzamiento con la superficie, se traslada al punto a'. En el bloque de muro del basamento, el empuje del bloque de techo da lugar a una deformación por cizalla que tiene como resultado la migración de la superficie axial original, be, hacia una nueva situación definida por la superficie b'c'. El triángulo a'b'c' representa la parte del bloque de muro de basamento aún sin deformar, mientras que el trapecio b'c'be es el área que ha sufrido deformación por cizalla. A partir de la posición inicial de una línea cd perpendicular a las superficies axiales antes de la deformación y su posición final, c'd, podemos estimar la deformación por cizalla simple experimentada por el material situado entre las superficies axiales, que vendrá definido por:

$$\tan \psi = \frac{cc'}{cd}$$

Las relaciones angulares en este modelo se refieren respecto a la superficie de basamento original, la cual se estima que es horizontal. La superficie del basamento que es afectada por la deformación por cizalla, c'e, forma un ángulo de buzamiento β respecto a su posición inicial, y el ángulo respecto a la superficie axial original es $\phi + \beta$. De esta manera, el desplazamiento del punto c hasta c' se define mediante la expresión:

$$cc' = cd \cot \phi + cd \cot(180^\circ - (\beta + \phi))$$

La cual, dividiendo por cd y combinando con la ecuación anterior resulta:

$$\frac{cc'}{cd} = \tan \psi = \cot \phi - \cot(\beta + \phi)$$

que es la ecuación utilizada para resolver las relaciones angulares de los modelos generados mediante uniones triples.

En cuanto a los otros ángulos importantes en el modelo, los buzamientos de las dos fallas presentes, θ y ε , están relacionados con la cizalla simple entre superficies axiales mediante:

$$\tan \psi = \cot(\theta - \phi) - \cot(\varepsilon - \phi)$$

Combinando estas ecuaciones, se obtiene la expresión que nos proporciona las relaciones angulares fundamentales para este tipo de geometría de unión triple:

$$\theta = \tan^{-1} \left[\frac{1}{\cot \phi - \cot(\beta + \phi) + \cot(\varepsilon - \phi)} \right] + \phi$$

A partir de la fórmula anterior, puede observarse que existen cuatro parámetros angulares principales, θ , ϕ , β y ε , de manera que para determinar uno de ellos, normalmente interesa conocer el buzamiento de la falla en el basamento que permanece oculta bajo la cobertera, es necesario conocer los otros tres ángulos, lo cual es infrecuente debido a las condiciones de afloramiento o el grado de erosión de las estructuras. Debido a ello, el procedimiento para realizar un modelo geométrico que nos proporcione la estructura completa a partir de un pliegue real se basa en un proceso de ajuste progresivo mediante prueba y error (Mount, Suppe y Hook, 1990). En primer lugar, se realiza un corte geológico de la estructura mediante todos los datos disponibles, y esta sección debe contener al vector desplazamiento para que el corte sea compensado. A continuación, se realiza un corte hipotético que refleje el estado inicial sin deformar, y mediante el modelo geométrico y las relaciones angulares antes descritas se obtiene la geometría final de la estructura. El estado final deformado de la estructura se compara entonces con los datos del corte geológico inicial, de manera que a partir de las diferencias observadas entre los dos cortes se revise la estructura hipotética inicial y, de una manera iterativa, se vaya aproximando hasta que el estado final de nuestro modelo se ajuste lo más posible al observado en campo.

4.2.1.2. Modelo de McConnell (1994)

Este modelo se basa en la observación efectuada por algunos autores (Fischer *et al*, 1992; Fisher y Anastasio, 1994; DeCelles *et al*, 1991; McConnell, 1992) en estructu-

ras reales, cuya interpretación parece demostrar que las charnelas permanecen fijas durante el plegamiento y el flanco frontal del pliegue es rotado progresivamente, alcanzando buzamientos mayores a medida que el plegamiento progresa. También se ha descrito en algunos casos un aumento en el buzamiento del flanco frontal a medida que aumenta el relieve estructural, lo que se ha interpretado como debido a rotación de flanco más que a migración de charnela.

Así pues, en líneas generales puede decirse que el modelo de McConnell (1994) pretende dar respuesta a los pliegues generados a partir de estructuras compresivas con basamento implicado, en las que las superficies axiales permanecen fijas, y se produce una rotación y variación de espesor del flanco frontal a medida que la deformación progresa. De una forma más detallada, las condiciones de partida del modelo cinemático son las siguientes:

- las charnelas son fijas
- la falla se propaga a través del flanco frontal del pliegue a un ritmo constante con relación al deslizamiento de la falla
- los pliegues son angulares y tienen superficies axiales planas
- la falla se propaga hacia niveles superiores de la secuencia sedimentaria a partir de un basamento sin plegar
- las capas dentro del pliegue sufren cambios de espesor heterogéneos

La condición de partida del modelo que hace referencia a la no deformación del basamento puede ser relajada para incluir un cierto plegamiento que ha sido observado en algunos casos naturales, debido a procesos de cataclasis, deslizamiento en fallas mesoscópicas o deslizamiento a favor de planos de foliación (Hudson, 1955; Wise y Obi, 1992; Miller y Lageson, 1993). La deformación en el basamento se incorporaría situando el extremo de la falla dentro del mismo.

Modelo geométrico

La figura 4.5 muestra los elementos geométricos utilizados para determinar las relaciones angulares en el modelo de McConnell (1994). En el esquema se observa cómo

una falla en el basamento produce un ascenso del bloque de techo sin deformar, como un bloque rígido, y ésta falla se propaga a través de la secuencia sedimentaria produciéndose deformación en las capas que son plegadas primeramente y cortadas por la falla al progresar el acortamiento.

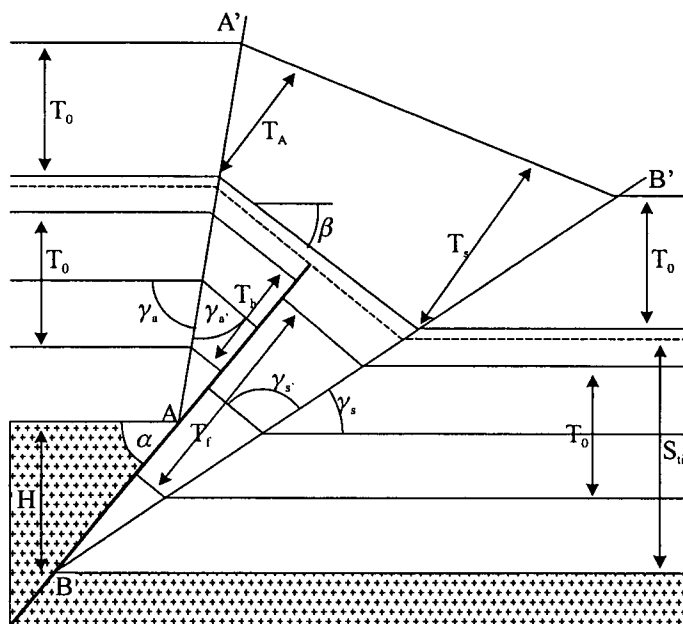


Figura 4.5. Parámetros geométricos utilizados para describir la geometría de un pliegue de propagación de falla con basamento implicado con charnela fija, modificado de McConnell (1994).

En este modelo hay dos superficies axiales que son las que definen la pareja anticlinal sinclinal del pliegue monoclin. La superficie axial AA' permanece fija al extremo del bloque de basamento elevado, mientras que la superficie BB' se encuentra fija al contacto entre la falla y el bloque de muro del basamento. Para el pliegue anticlinal, el ángulo entre la estratificación en el flanco horizontal y la superficie axial viene expresado por γ_a , mientras que γ_a' es el ángulo que forma dicha superficie axial con la estratificación en el flanco frontal. En cuanto al pliegue sinclinal, los ángulos entre la superficie axial y la estratificación dentro del flanco horizontal y frontal son γ_s y γ_s' respectivamente. Puesto que en este modelo se contempla la variación de espesor de las capas en el flanco frontal, estos ángulos no tienen por que ser iguales. El relieve estructural generado por el levantamiento del basamento viene definido por H, y el ángulo de buzamiento de la falla se define como α . El espesor estratigráfico original de las unidades viene expresado por T_0 , el espesor en el flanco frontal de las capas afectadas por la falla

es T_f para las capas sobre el sinclinal y T_h para las del anticlinal, mientras que el espesor en las capas no afectadas por la falla viene definido por T_a en las proximidades del anticlinal y T_s en las proximidades del sinclinal. Otros parámetros utilizados son la posición estratigráfica del extremo de la falla, S_{tip} , y el buzamiento de las capas no afectadas por la falla, β .

Este modelo es también compensado, de manera que el área de las unidades se mantiene a lo largo de la sección. La expresión que relaciona el buzamiento de la falla con la geometría del pliegue es:

$$\gamma_s = \tan^{-1} [1/(2 \cot \alpha - \cot \gamma_a)]$$

A medida que el acortamiento progresa, las capas no afectadas por la falla son rotadas alcanzando ángulos de buzamiento progresivamente mayores (β) antes de ser cortadas por la falla. La inclinación de cualquier capa no afectada por la falla dentro del pliegue viene definida por

$$\beta = \tan^{-1} [1/(2W \cot \gamma_s - \cot \alpha)(2W + 1)]$$

siendo $W = [u/H]$

donde u es la elevación de la capa sobre el basamento.

El espesor de las capas no afectadas por la falla en el flanco frontal aumenta desde el anticlinal hacia el sinclinal, como una respuesta del cambio de espesor heterogéneo producido para mantener el área total dentro de la estructura. Los cambios de espesor en las capas afectadas por la falla se consideran homogéneos y pueden calcularse mediante

$$\begin{aligned} T_h/T_0 &= \sin \gamma_a / \sin \gamma_a \\ T_f/T_0 &= \sin \gamma_s / \sin \gamma_s \end{aligned}$$

La magnitud de los cambios de espesor varía con la configuración falla-pliegue, de manera que la deformación en el flanco frontal del pliegue también variará de baja a alta (fig. 4.6).

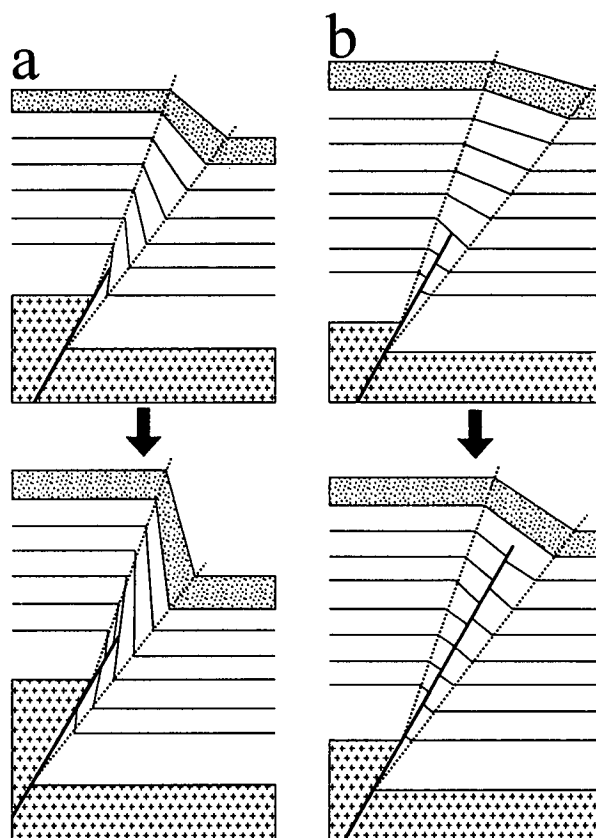


Figura 4.6. Ejemplo de la distinta geometría de un pliegue de propagación de falla con basamento implicado para un mismo valor de buzamiento de la falla, 60° (según McConnell, 1994).

En el caso a) de la figura 4.6, se muestra un pliegue formado a partir de una falla con un buzamiento de 60° . En este caso, a medida que progresa el acortamiento, las capas en el flanco frontal van rotando y alcanzando buzamientos mayores, llegando a estar subverticales e incluso invertidas. Puede observarse claramente cómo el buzamiento de las capas no afectadas por la falla disminuye a medida que nos alejamos de la falla. Este caso representa un ejemplo de fuerte deformación en el flanco frontal del pliegue monoclinal. Por el contrario, en el ejemplo b) de la misma figura 4.6, a pesar de que el buzamiento de la falla es el mismo, 60° , la distinta orientación de las superficies axiales determina que las capas no alcancen valores de buzamiento tan elevados y la deformación en el flanco frontal del monoclinal desarrollado sobre la falla no sea tan elevada.

4.2.1.3. Modelo Trishear (Erslev, 1991)

Se diferencia de los anteriores en la incorporación de una zona de cizalla triangular penetrativa en los materiales del basamento, que se enraíza en una falla discreta dentro del mismo. Surgió para intentar explicar la geometría observada en diversos casos naturales y experimentales de pliegues de propagación de falla con charnelas curvas y deformación heterogénea en el flanco frontal que no podían ser explicados mediante los modelos de charnelas angulares. Este último tipo de modelos predice buzamientos uniformes y deformación homogénea del flanco frontal, mientras que en el modelo *Trishear* se contempla la rotación progresiva de las capas con la proximidad de la falla y la profundidad, con estiramiento de las mismas en las proximidades de la falla y acortamiento a favor de cabalgamientos y pliegues menores en las capas suprayacentes.

Este modelo contempla los pliegues de propagación de falla como una zona triangular en sección, de manera que la cizalla concentrada en la zona de falla discreta se expande como cizalla distribuida a lo largo de toda la zona triangular plegada suprayacente. Para mantener el volumen del área triangular durante la deformación, debe introducirse una componente de movimiento oblicua a la falla de manera que haya aporte de material desde el bloque de techo hacia el de muro, y esta variante de cizalla simple es lo que se define como *trishear*.

El modelo permite predecir pliegues de propagación de falla asociados tanto a fallas inversas y cabalgamientos como a fallas normales (fig. 4.7). La geometría resultante depende de si la cizalla es homogénea o heterogénea. En el caso de la cizalla heterogénea, la zona central gira más que los márgenes de la zona de cizalla, ya que mientras la zona central es deformada por cada incremento de deformación, las zonas marginales únicamente lo hacen en la primera etapa de cada incremento de deformación.

Otro factor importante en la geometría final es la posición de la zona de cizalla triangular respecto a los bloques de techo y muro. Si la zona de cizalla triangular está fija respecto al muro, parte del bloque de techo del basamento es afectado por la deformación por cizalla lo que conlleva plegamiento de dicho basamento. Por el contrario, si la zona de cizalla triangular está fija respecto al bloque de techo, la charnela anticlinal está fija y el basamento no se ve implicado en la deformación.

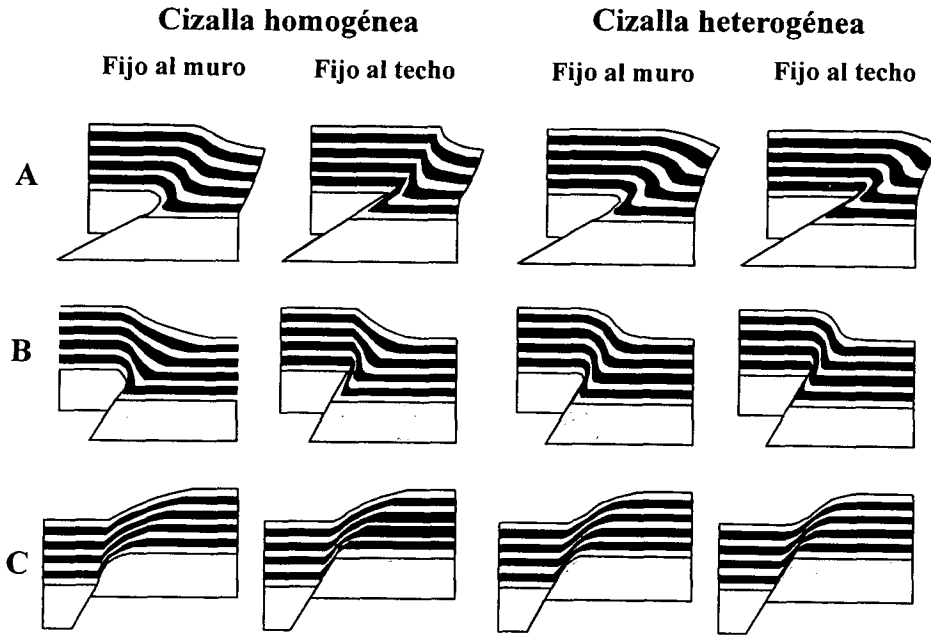


Figura 4.7. Distintas geometrías de pliegues de propagación de falla a partir del modelo *Trishear* (Erslev, 1991). Se presentan las diferentes estructuras según la cizalla sea homogénea o heterogénea, y según la zona triangular de cizalla esté fija respecto al techo o muro de la falla. En (a) se representa el caso para un cabalgamiento, en (b) para una falla inversa y en (c) para una falla normal. Tomado de Erslev (1991).

Todas las posibilidades de geometrías de pliegues en relación al carácter de la falla, deformación homogénea o heterogénea y posición de la zona de cizalla antes descrita quedan reflejadas en la figura 4.7.

En cuanto a la deformación en las capas predicha por este modelo, las capas adyacentes a la charnela anticlinal son, en general, adelgazadas y alargadas, especialmente para valores de buzamiento de la falla altos, mientras que las capas próximas a la charnela sinclinal son engrosadas y acortadas, principalmente en relación a cabalgamientos de bajo ángulo. Las charnelas de pliegues fijas son más angulares y están más intensamente deformadas que las que migran a lo largo de la estructura. En cualquier caso, este modelo predice geometrías curvas en general para los pliegues de propagación de falla.

El tamaño de las cuñas de basamento implicadas en las estructuras influye en su geometría. Las cuñas estrechas son más débiles y más fácilmente afectadas por deformación interna, permitiendo que la zona triangular permanezca fija respecto al muro de la falla, mientras que si las cuñas de basamento son grandes, su resistencia a la defor-

mación es mucho mayor y puede inducir el que la zona triangular permanezca fija respecto al techo.

Basándose en ejemplos de pliegues del cinturón de cabalgamientos de Canadá que presentan tanto charnelas curvas como angulares, estas últimas en los niveles estructurales más altos (Erslev y Mayborn, 1997), se propone una variación del modelo *Trishear* de manera que éste sea el mecanismo dominante en las capas próximas a la falla, con el desarrollo de charnelas redondeadas y cizalla distribuida a lo largo de la zona triangular plegada, mientras que en las capas estructuralmente más altas existiría un plegamiento de tipo kink progresivo por flexodeslizamiento (fig. 4.8). Así, las charnelas permanecerían fijas de manera que las capas rotarían progresivamente hasta que el flanco se bloqueara y la deformación progresara mediante la rotura del mismo. Este mecanismo implica el deslizamiento de las capas de manera sintética en los flancos tendidos del anticlinal y el sinclinal, y de manera antitética en el flanco frontal de la estructura. De esta forma, se obtiene un mecanismo para transmitir cizalla regional paralela a las capas a través de los pliegues en la dirección general de transporte tectónico.

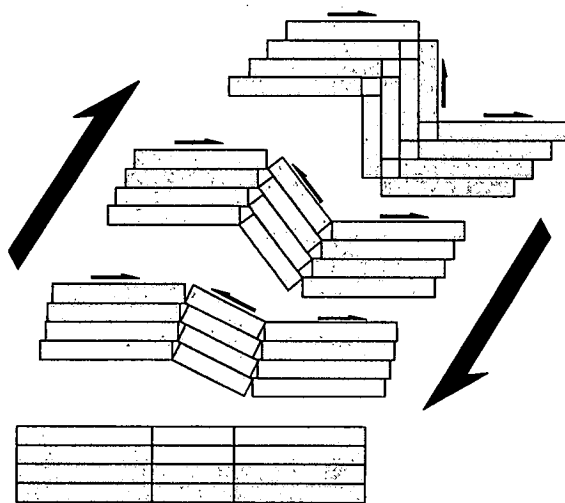


Figura 4.8. Mecanismo de flexodeslizamiento por plegamiento progresivo de tipo kink. Las charnelas permanecen fijas mientras las capas rotan hasta que se bloquea el flanco frontal. Tomado de Erslev y Mayborn (1997).

4.2.1.4. Modelo de Mitra y Mount (1998)

Este modelo considera varias posibilidades en función de si la deformación se encuentra restringida a la cobertera o afecta también al basamento, además de introducir el comportamiento mecánico de la cobertera como factor determinante de la geometría final del pliegue. Estos autores distinguen tres casos principales, siendo después posibles las combinaciones entre ellos para dar lugar a modelos híbridos. Los tres tipos son (fig. 4.9):

- **Tipo 1A:** basamento fallado y cobertera acoplada y homogénea. Este modelo representa el caso de una falla en el basamento que da lugar a una zona de deformación triangular en la cobertera limitada por un plano axial anticlinal y otro sinclinal. La cobertera se comporta de manera homogénea al no presentar diferencias de competencia importantes entre los materiales que la constituyen. Schmidt *et al.* (1993) propusieron que este caso se daba cuando la relación clásticos/carbonatos es menor de 0.2 en los 300 metros inferiores de la secuencia sedimentaria, aunque Erslev y Rogers (1993) han mostrado que este factor no es necesariamente el más importante.

El modelo presenta una zona triangular deformada en la cobertera cuya anchura aumenta hacia arriba, de manera que las unidades inferiores son cizalladas hasta alcanzar valores de buzamiento mayores que las unidades superiores. La geometría básica final es la misma que la de los modelos de McConnell (1993) y *Trishear* (Erslev, 1991), pero el modelo cinemático es algo diferente. Mientras que en el modelo *Trishear* los planos axiales permanecen fijos de manera que no se incorpora material nuevo en la zona de deformación al progresar la deformación, en este modelo se van desarrollando nuevas superficies axiales a partir de los planos axiales anticlinal y sinclinal preexistentes, de manera que la zona de deformación aumenta su anchura y se va incorporando a ella nuevo material de la cobertera. Con el aumento de la deformación, se alcanza un estado en el que la anchura de la zona de deformación permanece constante, definida por los planos axiales anticlinal y sinclinal más externos, y finalmente la falla del basamento puede acabar por romper la secuencia sedimentaria a lo largo de su trayectoria

inicial o de cualquier otra. Como consecuencia de la cizalla progresiva de la zona triangular al progresar la deformación, hay una transferencia de material desde el anticlinal hacia el sinclinal, de manera que la zona anticlinal es más propensa a experimentar extensión paralela a las capas mientras que la zona sinclinal lo es a la compresión.

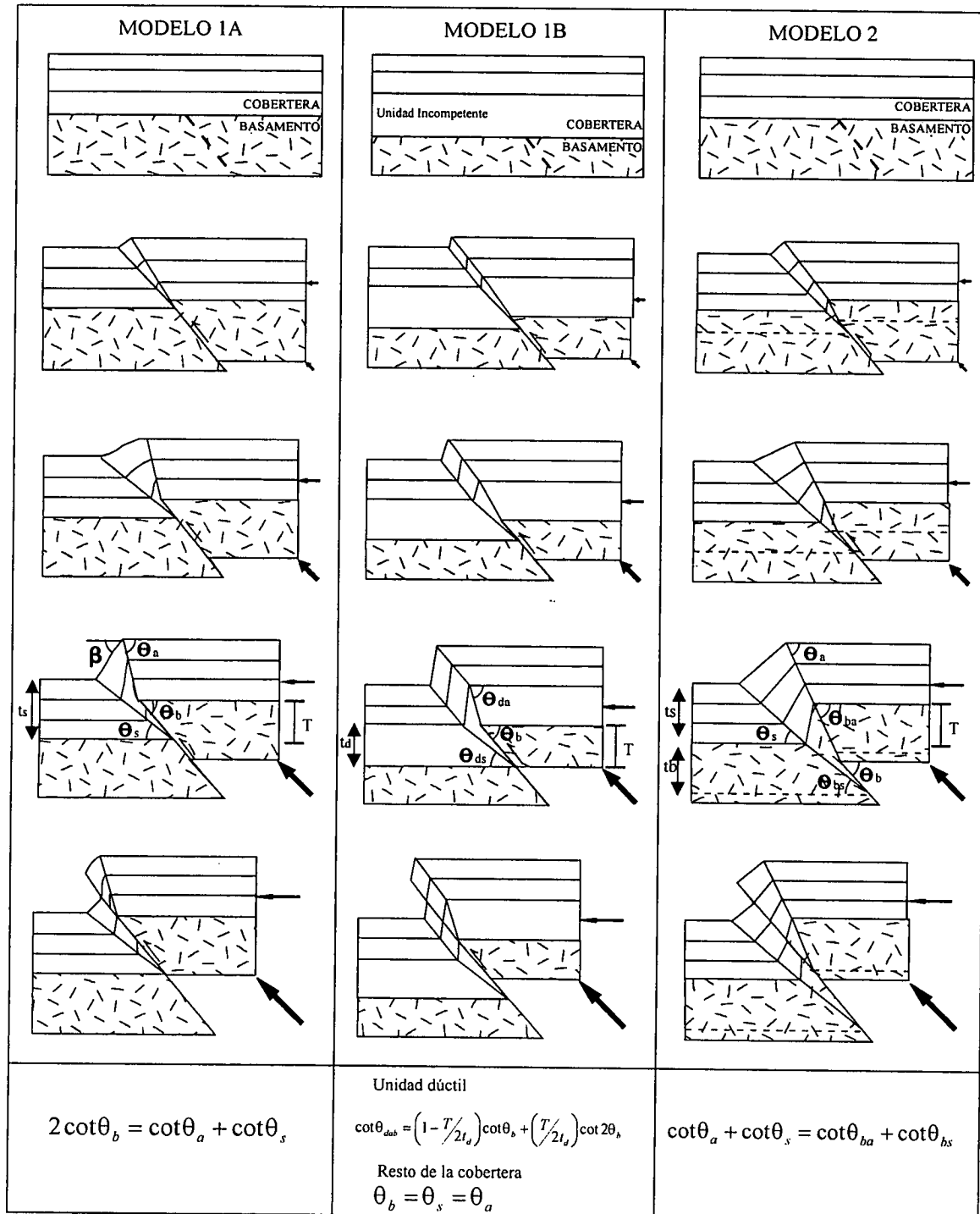


Figura 4.9. Los tres tipos de pliegue de propagación de falla con basamento implicado descritos por Mitra y Mount (1998) en función del comportamiento mecánico de cobertera y basamento. Para cada uno de ellos, 1A, 1B y 2, se muestra su evolución cinemática y las ecuaciones que definen su geometría. Tomado de Mitra y Mount (1998).

Las relaciones geométricas entre la falla y los planos axiales anticlinal y sinclinal, así como el buzamiento de las capas en función del nivel estratigráfico, son las mismas que las ya expuestas en el modelo de McConnell (1993).

- **Tipo 1B:** basamento fallado y cobertera desacoplada y plegada. Este modelo se diferencia del anterior en que la cobertera se despega del basamento al existir un nivel de comportamiento más dúctil en la base de la secuencia sedimentaria, que acomoda los diferentes estilos de deformación entre el basamento y la cobertera, de manera que el resto de la cobertera se pliega por mecanismos de flexión y deslizamiento. La unidad dúctil inferior puede llegar a absorber todo el acortamiento de la falla del basamento de manera que ésta no se propague a través de la secuencia sedimentaria, aunque eso dependerá del comportamiento mecánico de esta capa más dúctil. Si no es capaz de absorber toda la deformación, la falla terminará por atravesar la secuencia sedimentaria más homogénea.

En este modelo, la geometría para el nivel inferior dúctil es la misma que en el modelo 1A, mientras que la parte superior de la cobertera se plegará de forma que los planos axiales anticlinal y sinclinal presentarán el mismo buzamiento que la falla de basamento, y por lo tanto todas las unidades dentro de este nivel mecánicamente competente presentarán el mismo buzamiento independientemente de su posición estratigráfica. A medida que aumenta el desplazamiento de la falla en el basamento, los planos axiales anticlinal y sinclinal de la cobertera dúctil divergen, mientras que los del resto de la cobertera se separan paralelamente al plano de falla.

- **Tipo 2:** basamento fallado e internamente deformado. Este modelo se aplica cuando el basamento se deforma tanto por falla como por deformación penetrativa. Esta deformación puede producirse cuando el contraste de competencia entre basamento y cobertera es bajo, lo que según Schmidt *et al.* (1993) puede ocurrir cuando la relación carbonatos/clásticos es mayor de 0.4 en los 300 metros inferiores de la secuencia sedimentaria, aunque la compo-

sición y la fábrica del basamento deben jugar un papel fundamental en determinar la ductilidad relativa del mismo.

Este modelo se caracteriza porque la zona triangular de deformación afecta también a la parte superior del basamento, de manera que el extremo de la falla en la etapa inicial del desarrollo de la estructura se encuentra situado en la interfase entre cobertera y basamento, y al progresar la deformación por el incremento en el deslizamiento a lo largo de la falla, la zona de deformación en el basamento aumenta de anchura y se propaga hacia abajo. Este modelo resulta diferente por lo tanto al propuesto por Narr y Suppe (1989), en el que la deformación en el basamento ocurre en un punto determinado dentro de él y posteriormente migra hacia arriba.

4.2.2 MODELO DE PLIEGUE DE DESPEGUE (Jamison, 1987)

El último modelo de pliegue a considerar es el asociado a una falla que se propaga a través de una unidad subhorizontal incompetente, sin cambiar de buzamiento, denominado pliegue de despegue (fig. 4.10). Parte también de las condiciones de conservación de longitud de capa y de área de la estructura, y plegamiento de tipo kink al igual que los anteriores. Los parámetros necesarios para definir su geometría son en este caso la amplitud del pliegue (a), el espesor estratigráfico (f), el ángulo interflancos (γ) y el buzamiento del flanco trasero (α_b). En este tipo de pliegues, a medida que progresa el acortamiento, el pliegue generado sobre el extremo de la falla va aumentando su amplitud y el ángulo interflancos va haciéndose menor, con lo que la estructura es cada vez más apretada.

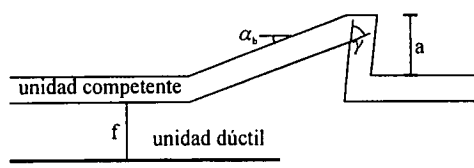


Figura 4.10. Elementos geométricos utilizados en el modelo de pliegue de despegue de Jamison (1987).

La ecuación que expresa las relaciones entre estas variables con las condiciones expuestas anteriormente es:

$$a/f = 2(t/t_f \sin \alpha_b / \sin \gamma + \cos \alpha_b + \sin \alpha_b \cot \gamma - 1)$$

que gráficamente viene expresada en la figura 4.11. En ella, se indica la relación entre el ángulo interflancos y el buzamiento del flanco trasero con la variación de espesor del flanco frontal, para una relación $a/f = 1$. De esta manera, midiendo el ángulo interflancos y el buzamiento del flanco trasero se puede calcular la relación a/f de nuestro pliegue, y a partir del valor de la amplitud, medido en el campo u obtenido mediante un corte geológico, conoceremos la profundidad a la que se encuentra el "detachment" o nivel de despegue.

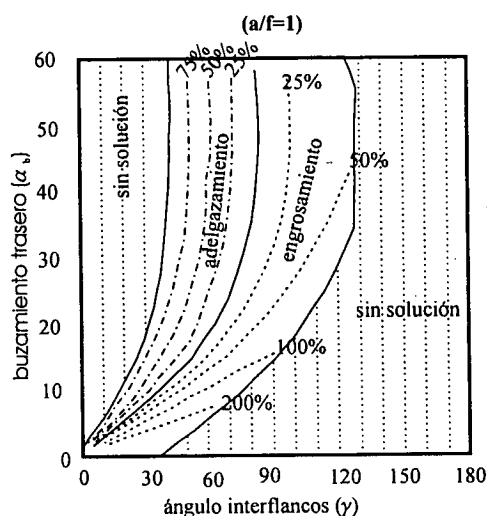


Figura 4.11. Ábaco que expresa la relación entre la forma del pliegue y la profundidad del nivel de despegue para una relación a/f de 1, según Jamison (1987).

Si la estructura ha sufrido además una deformación por cizalla paralela a las capas, la geometría del pliegue variará, disminuyendo el ángulo interflancos y dando lugar en la mayoría de los casos a un adelgazamiento del flanco frontal.

4.3 ESTUDIO ESTRUCTURAL DE LOS PLIEGUES DE COBERTERA EN LA ZONA NORTE DEL SISTEMA CENTRAL

En este apartado se describen las estructuras alpinas observadas en el campo, pliegues y fallas que afectan tanto a los materiales del basamento precámbrico-paleozoico como a los de la cobertera mesozoica-cenozoica enumerados en el apartado de síntesis estratigráfica. Los datos geológicos y estructurales obtenidos directamente en el afloramiento han servido para evaluar las características de la deformación alpina observable en la cobertera del área de estudio, cuyo análisis, como se expone a continuación, ha consistido en la descripción de las estructuras observadas y en la aplicación de modelos de pliegues asociados a fallas con basamento implicado. La integración de estos datos en cortes geológicos ha dado lugar a unos modelos de partida para la elaboración de los modelos gravimétricos.

Un mapa de síntesis de la parte más oriental del Sistema Central, comprendiendo las sierras de Guadarrama y Somosierra, así como las zonas de enlace con la Cordillera Ibérica y las cuencas terciarias del Duero y el Tajo se presenta en el anexo I. Este mapa servirá de referencia para localizar las estructuras que se describirán en el texto, aunque se han elaborado unos mapas de detalle para el caso de aquellas estructuras que necesitan una cartografía más precisa por sus características geológicas. Todos estos mapas de detalle tienen como base cartografías previas, principalmente los mapas geológicos de la serie MAGNA llevados a cabo por el I.T.G.E., pero se encuentran revisados y actualizados a partir de los trabajos de campo realizados durante esta Tesis con el fin de obtener más información de las estructuras alpinas que, en algunos casos, se encontraban excesivamente simplificadas debido en muchas ocasiones a que sus dimensiones se encuentran en el límite de la cartografía a escala 1:50.000, o bien por una cartografía más enfocada a otros aspectos geológicos distintos a los estructurales.

En primer lugar, se realizará una descripción de los pliegues asociados a fallas con basamento implicado que han sido modelizados y analizados para conocer mejor su estructura y sus características cinemáticas, para después pasar a describir algunos ejemplos de fallas sin plegamiento asociado.

4.3.1 PLIEGUES ASOCIADOS A FALLAS CON BASAMENTO IMPLICADO

El espesor de los materiales de la cobertera mesozoica, afectada por las estructuras compresivas alpinas debidas a las fases de deformación descritas en el apartado de síntesis tectónica, disminuye hacia el sur y el oeste debido a las características paleogeográficas existentes durante el Cretácico (ver apartado de síntesis estratigráfica). Esto ha condicionado el hecho de que los pliegues asociados a las fallas inversas alpinas se encuentren únicamente bien desarrollados en la zona noreste del área de estudio, fundamentalmente en el macizo de Sepúlveda, entre el área de Pedraza y Montejo de la Vega (provincia de Segovia). En el resto del borde norte del Sistema Central, en especial en la zona de Valverde del Majano, el espesor de la cobertera cretácica (que oscila alrededor de los 120 metros) no presenta un desarrollo suficientemente potente como para generarse pliegues con una amplitud tal que no hayan sido casi completamente desmantelados por la erosión. Es por ello que, como la aplicación de los modelos de pliegues asociados a fallas con basamento implicado precisa de una información de campo importante, solo se han aplicado en la zona de mayor desarrollo de la cobertera. Para la zona occidental del borde norte del Sistema Central únicamente se hará una descripción de las estructuras sin proponer modelos, al igual que para las estructuras de plegamiento del borde sur del Sistema Central, donde existen trabajos que han intentado aplicar este tipo de modelos y a los que nos remitimos (Sánchez Serrano, 1991; Sánchez Serrano *et al.*, 1993; De Vicente y González Casado, 1991).

Se describirán a continuación un total de 9 pliegues de los cuales 4 han podido ser modelizados mediante dos métodos diferentes, y la descripción de todos ellos dará una idea de las características geométricas de los pliegues asociados a la compresión alpina.

4.3.1.1. Pliegue de Urueñas-Burgomillado

Se trata de una estructura de plegamiento que presenta una continuidad de varios kilómetros y con una dirección general E-O, aunque en detalle presenta variaciones en su dirección con una forma sigmoidal (fig. 4.12). En su extremo más oriental, se carac-

teriza por ser un anticlinal de dirección E-O y un buzamiento medio próximo a los 50°, con vergencia norte. El pliegue adquiere una orientación NE-SO durante unos 2 kilómetros de longitud coincidiendo con la aparición en su núcleo de las arenas en facies Utrillas correspondientes a la base del Cretácico, para volver a adquirir una dirección E-O justo al sur de la localidad de Urueñas, de manera que, progresivamente, el buzamiento del flanco frontal del anticlinal es mayor cuanto más al oeste, llegando incluso a invertirse ligeramente. Este cambio en el buzamiento parece coincidir con una falla que, con dirección NO-SE, desplaza el eje del sinclinal asociado a este pliegue de manera dextral. Esta falla debe representar una falla de transferencia en relación con la falla inversa a la que se asocia el anticlinal, la cual presentaría un grado de acortamiento que aumenta hacia el oeste, como puede deducirse a partir del aumento en ese sentido del apretamiento del pliegue, de manera que la falla de transferencia haría mecánicamente viable la diferencia de acortamiento entre la parte oriental y occidental de la estructura. Finalmente, el pliegue vuelve a adquirir una orientación NE-SO en los últimos kilómetros de su extremo occidental, antes de desaparecer bajo los sedimentos terciarios y cuaternarios, perdiendo buzamiento nuevamente el flanco frontal de manera que deja de ser un pliegue invertido, presentando valores de buzamiento próximos a los 65°-70°.

Otro pliegue anticlinal situado aproximadamente 1 kilómetro al norte de Urueñas presenta una dirección y un trazado paralelos al pliegue descrito, y con características geométricas semejantes, de manera que la estructura consiste en un anticlinal de dirección E-O con vergencia norte que, a la altura de la falla de transferencia descrita, pasa a ser también un monoclinal ligeramente invertido, para adquirir una orientación NE-SO en su extremo occidental donde este pliegue se aproxima mucho al de Urueñas-Burgomillodo y pasa a ser una falla inversa.

El pliegue de Urueñas-Burgomillodo ha sido estudiado y modelizado en detalle en dos puntos, el primero de ellos justo al sur de Urueñas, donde se muestra como un anticlinal de dirección E-O con arenas en facies Utrillas en su núcleo (A en la figura 4.12), y el segundo cerca del embalse de Burgomillodo, donde la dirección ha cambiado a NE-SO y el flanco frontal presenta un mayor buzamiento que en el caso anterior (B en la figura 4.12).

Pliegue de Urueñas (A, figura 4.12)

La figura 4.13 muestra la proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos para esta estructura, donde se observa que se trata de un pliegue cuyo eje muestra una orientación N 91° E subhorizontal, con dos flancos claramente diferenciados. El flanco sur presenta buzamientos bajos, de entre 2° y 5° al sur, mientras que el flanco frontal presenta una variación en el buzamiento con dos máximos oscilando entre valores de 36° y 68° siempre hacia el norte. En campo, se ha observado además en el flanco frontal del anticlinal numerosas fracturas a escala de afloramiento con buzamientos altos y direcciones entre N 140° E y N 175° E, que de acuerdo a las estrías con alto cabeceo observadas en los planos, y en concordancia con los modelos de análisis poblacional de fallas descritos en el apartado de síntesis tectónica para las fases de deformación alpinas, corresponden a desgarres dextros.

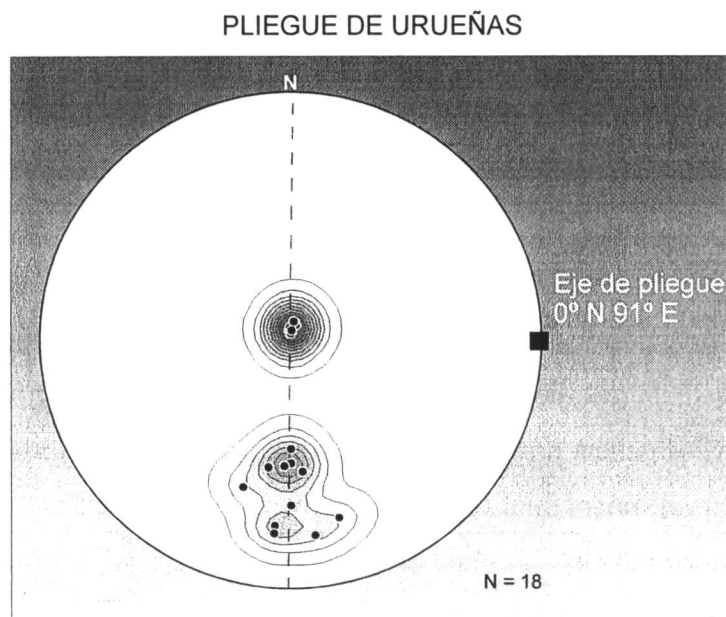


Figura 4.13. Proyección estereográfica de los polos de estratificación del pliegue de Urueñas, con indicación de la orientación del eje de pliegue.

A partir de la cartografía y los datos de campo, se han podido aplicar dos modelos para este pliegue que concuerdan con dichos datos. El primero de ellos (fig. 4.14) representa la solución que el modelo de Mitra y Mount (1998), para una cobertera homogénea, predice para esta estructura. El salto en la vertical para el techo del basamento, determinado a partir de la elaboración del corte geológico y los datos de campo, es

MAPA GEOLÓGICO DEL MACIZO DE SEPÚLVEDA

Quaternario	Plastoceno	8
Terciario	Holoceno	7
	Plioceno	6
	Sup.	
	Medio	
	Mioceno	5
	Inferior	
	Oligoc.	
Cretácico	Eoceno	4
	Maastr.	
	Campanie	
	Santonien	3
	Coniacien	
Jurásico	Turonien	2
	Cenoman.	
	Jurásico	1
Triásico		

- 8 Arenas eólicas y fondos de valle
- 7 Glacis
- 6 Conglomerados, arenas y arcillas
- 5 Conglomerados polimíticos, arenas y arcillas
- 4 Calizas, dolomías y margas
- 3 Arenas y arcillas versicolores
- 2 Calizas micríticas
- 1 Areniscas, arenas, conglomerados, arcillas y carniolas



LEYENDA

.....	Contacto concordante	+	Estratificación horizontal
---	Contacto discordante	~	Estratificación
/	Falla	↖ ↗	Falla inversa
↕	Anticlinal	↻	Anticlinal volcado
↔	Sinclinal	↻	Sinclinal volcado

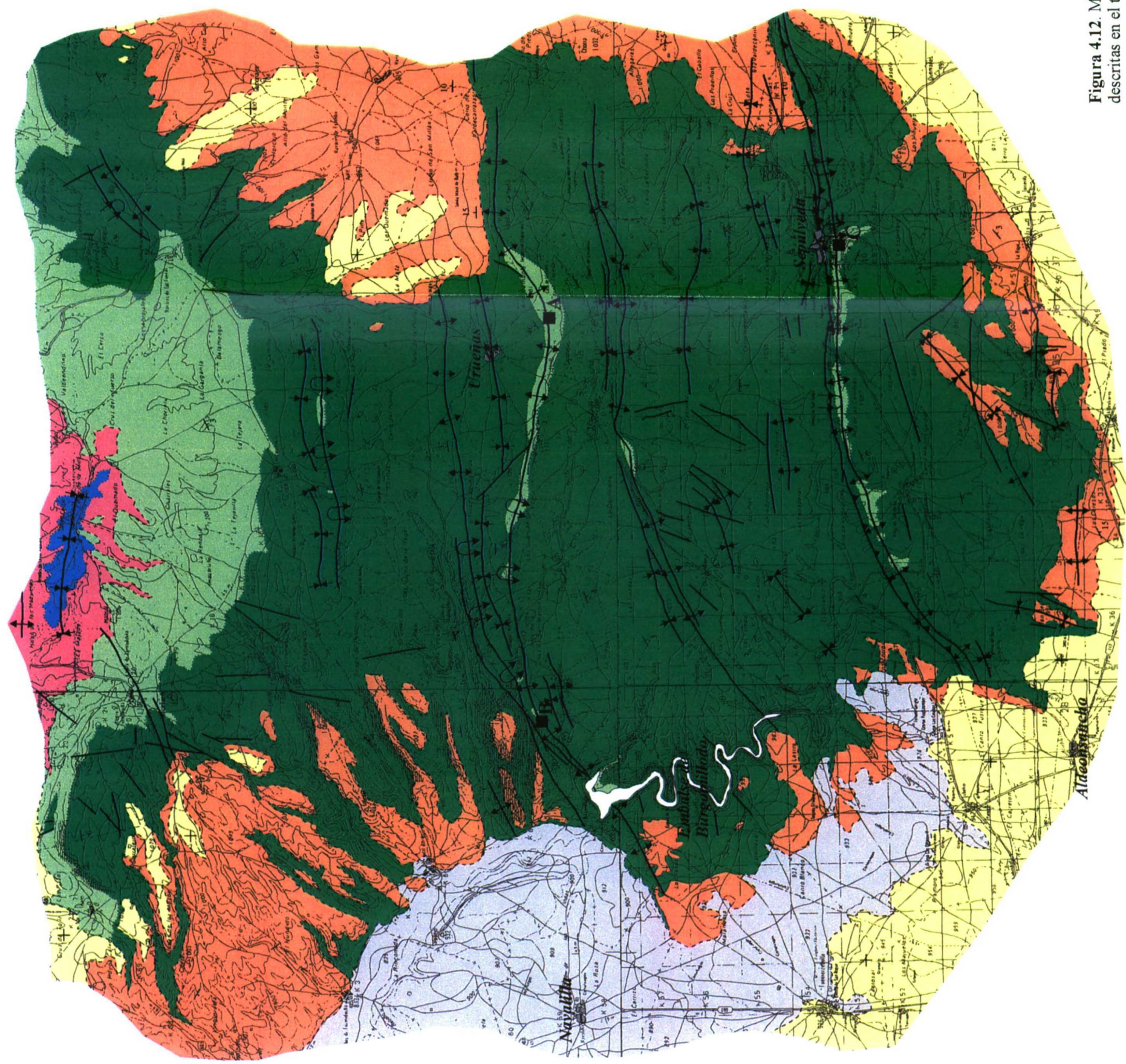


Figura 4.12. Mapa geológico de la zona de Sepúlveda con la localización de las estructuras descritas en el texto.

de 350 metros. La posición de las trazas de los ejes de los pliegues anticlinal y sinclinal están bien definidas, y se ha indicado con cruces la posición de elementos estructurales (pliegues, fallas,...) y algunos puntos de medida de buzamiento tomados en el campo y cuya comparación con los buzamientos predichos por el modelo nos van a determinar el grado de concordancia entre la solución teórica y la geometría observada. Esto es válido para el resto de modelos que se exponen en este apartado. En este caso, se ha supuesto que la variación en el buzamiento del flanco frontal del anticlinal corresponde a un aumento progresivo del mismo hacia niveles estratigráficamente inferiores de la cobertera, por lo que sus características concuerdan con el modelo 1A de Mitra y Mount (1998) explicado en la sección 4.2.1.4.

ELEMENTOS GEOMÉTRICOS	
γ_a	82°
γ_s	29°
α	46°
H	350 m
Stip	197 m

PLIEGUE
DE
URUEÑAS

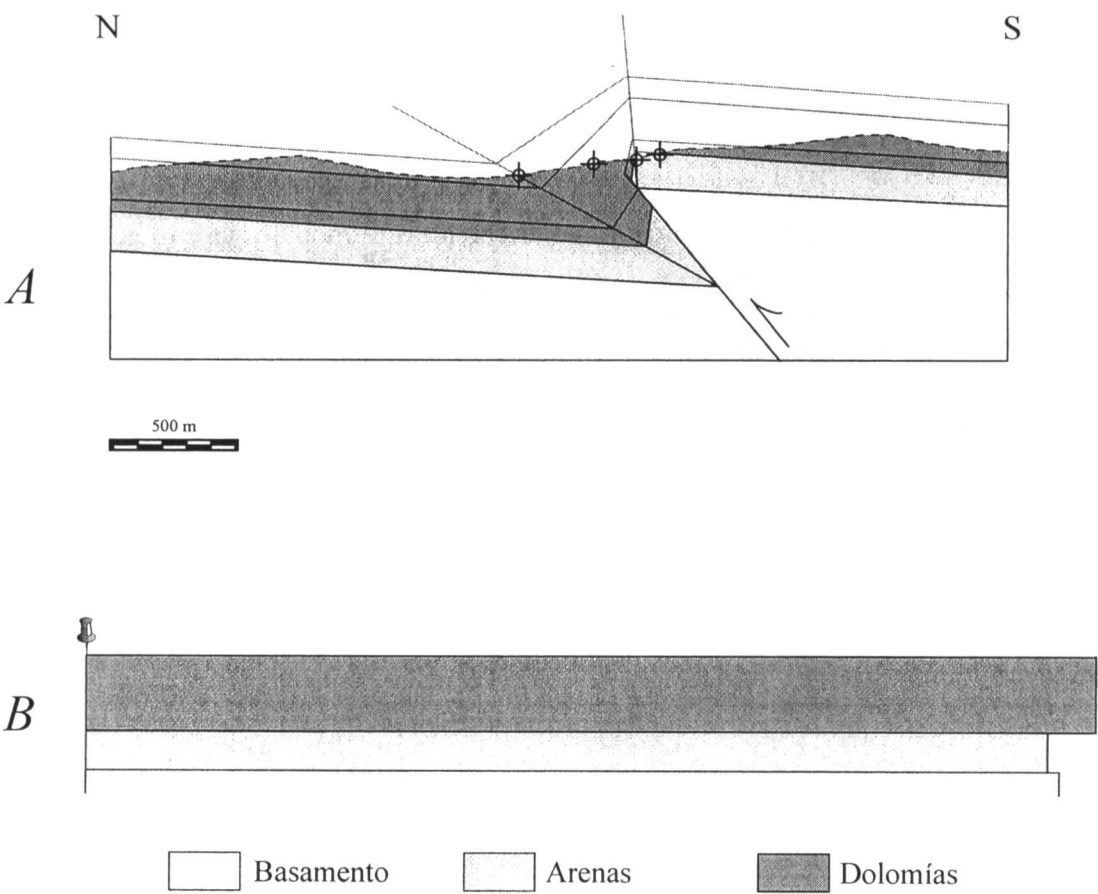


Figura 4.14. Solución aportada por el modelo 1A de Mitra y Mount (1998) para el pliegue de Urueñas.

En esta zona, los materiales cretácicos se apoyan directamente sobre el basamento constituido por ortoneises, presentando un primer nivel de unos 150 metros de espesor constituido por las arenas y arcillas en facies Utrillas, sobre el que se dispone una potente sucesión de algo más de 300 metros de dolomías. Los materiales detríticos llegan a aflorar en el núcleo de la estructura describiendo un pequeño ojal visible en la cartografía.

El modelo 1A de Mitra y Mount (1998) supone que la cobertera se comporta de una manera homogénea sin diferencias mecánicas de comportamiento importantes dentro de ella. Teniendo ésto en cuenta, una solución aceptable para la estructura sería la que aparece en la figura 4.14 (A), donde una falla inversa en el basamento con un buzamiento de 46° al sur habría originado el pliegue, el cual presenta un buzamiento que va aumentando desde los niveles dolomíticos superiores hasta las arenas en facies Utrillas, en concordancia con los datos de campo. Esta falla se habría propagado a través de la cobertera sedimentaria hasta casi los 200 metros según las relaciones geométricas predichas por el modelo, es decir, unos 50 metros por encima del techo de las arenas, con lo que no habría alcanzado la superficie. La transferencia de material desde el núcleo anticlinal hasta el sinclinal habría dado lugar a un adelgazamiento de las unidades en el núcleo del anticlinal y un aumento de la potencia de las mismas justo debajo de la falla inversa. Esta falla desplaza el basamento en forma de cuña sin deformación interna, superponiendo los ortoneises sobre arenas y dolomías cretácicas. La tabla que acompaña a la figura presenta los valores numéricos de este modelo para la geometría de la estructura. El buzamiento del plano axial anticlinal sería de 82° , mientras que el del sinclinal sería tan solo de 29° .

La restitución del corte a su estado no deformado, realizado mediante la compensación de áreas en el triángulo de materiales de cobertera comprendido entre los planos axiales anticlinal y sinclinal (B en la figura 4.14), muestra un grado de acortamiento muy parecido entre el basamento y la unidad arenosa inferior, mientras que el paquete de dolomías superior presenta un mayor valor. El error entre las áreas en el estado deformado y no deformado es algo inferior al 10%. El acortamiento para el basamento es de 300 metros en 3.800 metros, casi igual que el de las arenas, mientras que las dolomías presentan un acortamiento de casi 450 metros en la misma distancia.

Otra posible solución para este pliegue es considerar que el nivel inferior de arenas se comporta de una manera más dúctil que el conjunto carbonatado superior, de manera que las arenas absorberían la mayor parte del acortamiento producido por el movimiento de la falla inversa en el basamento, mientras que las dolomías se plegarían por flexión y deslizamiento dando lugar a un pliegue monoclinal cuyos planos axiales serían paralelos a la falla. Estas son las características del modelo 1B de Mitra y Mount (1998). Este modelo, que representa un comportamiento mecánico y cinemático diferente al anterior, también produce una solución que ajusta bien con los datos de campo de buzamientos y posición de los planos axiales, como se muestra en la figura 4.15. En este caso, el nivel inferior de arenas presentaría las mismas relaciones geométricas entre los planos axiales y la falla del basamento que en el modelo anterior, es decir, 82° de buzamiento para el plano axial anticlinal y 29° para el sinclinal, correspondiendo a una falla inversa buzando 46° al S que desplaza los bloques de basamento en forma de cuña sin deformación interna. Los planos axiales, en el límite con las unidades dolomíticas, pasan a ser paralelos entre sí y a la falla también. Sin embargo, debido al hecho de que se observa una variación en el buzamiento de las unidades dolomíticas de manera que éste aumenta hacia los niveles estratigráficamente inferiores, es necesaria la existencia de dos planos axiales que divergen a partir del sinclinal en el límite arenas-dolomías. Uno de ellos se prolongaría con el mismo buzamiento que en la unidad arenosa en los materiales dolomíticos más competentes, mientras que el otro lo haría, como ya se ha comentado, con un valor de buzamiento igual al de la falla del basamento. De esta manera, el flanco frontal del anticlinal presenta dos dominios de buzamiento, siendo de mayor valor el que se encuentra más próximo a la falla (A en la figura 4.15), y esto proporciona una buena coincidencia con los datos de campo en los que, como se observa en la proyección estereográfica de la figura 4.13, aparecen dos máximos dentro de los polos que representan los datos de estratificación para el flanco frontal del anticlinal. En este caso, el modelo predice que la falla se prolonga por la cobertera hasta los 250 m, es decir, 50 metros más dentro de las dolomías que en el caso anterior, pero por debajo todavía del nivel de erosión.

Una vez retrodeformada la estructura (B en la figura 4.15), se obtiene una mayor semejanza que en el modelo anterior entre el acortamiento del basamento, del nivel arenoso inferior y el dolomítico superior, con muy poca diferencia entre ambos. El acor-

tamiento de basamento y cobertera es de 275 metros en una longitud inicial de 3.800 metros.

ELEMENTOS GEOMÉTRICOS	
γ_a	82°
γ_s	29°
α	46°
H	350 m
Stip	250 m

*PLIEGUE
DE
URUEÑAS*

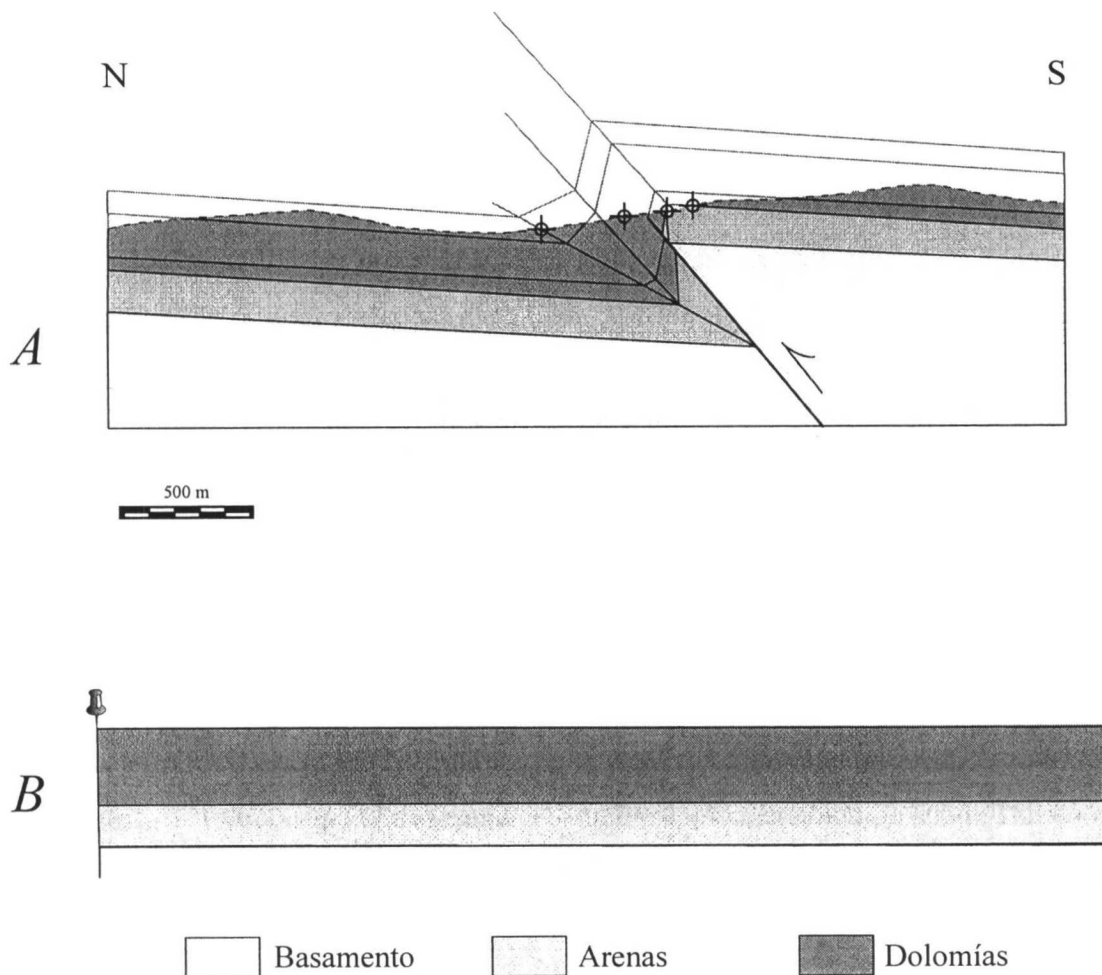


Figura 4.15. Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998) para el pliegue de Urueñas.

Así pues, con los datos disponibles y sin la existencia de sondeos u otro tipo de datos geofísicos de detalle disponibles por el momento, esta estructura puede ser explicada tanto por el modelo 1A como por el 1B de Mitra y Mount (1998) a partir de los mismos datos de campo. En cualquier caso, el valor obtenido por ambos para el buza-

miento de la falla es el mismo, 46° S, lo que indica una buena concordancia para la falla inversa que ha originado esta estructura. No obstante, como se verá más adelante, se ha observado a nivel regional que cuando el nivel de arenas en facies Utrillas es relativamente importante, aproximadamente de 100 metros de espesor o más, las soluciones que implican un comportamiento más dúctil de éstas que las dolomías suprayacentes parecen producir modelos que ajustan mejor con los datos de campo, en coincidencia con la apreciación de Schmidt *et al.* (1993) que consideran que por encima de una relación clásticos/carbonatos de 0.2 en los 300 metros inferiores de la secuencia sedimentaria, existe una diferencia de comportamiento mecánico entre ambos niveles de la cobertera. Por otro lado, la mayor coherencia entre el acortamiento de basamento y cobertera en este segundo modelo una vez retrodeformada la estructura, podría usarse también como elemento discriminatorio entre la solución aportada por ambos modelos.

Una tercera solución puede ser obtenida aplicando, en este caso, el modelo propuesto por Narr y Suppe (1994). Este modelo supone que el basamento se encuentra afectado por una falla que cerca de la superficie varía su buzamiento, de manera que al progresar el acortamiento, el bloque de basamento del techo de la falla produce una deformación por cizalla en parte del bloque de muro (ver apartado de pliegues asociados a falla con basamento implicado). De esta manera, a partir de los mismos datos de campo utilizados en los dos modelos anteriores, puede llegarse a la solución mostrada en la figura 4.16. En ella, una falla en el basamento con un buzamiento de 46° S y que aumenta su valor cerca de la superficie, da lugar a un pliegue monoclinal en la cobertera que presenta un flanco frontal con dos dominios de buzamiento separados por dos superficies axiales que convergen en el extremo superior del bloque de techo del basamento. Una pequeña cuña de basamento cizallado se encuentra en la parte inferior del pliegue. Los elementos geométricos que caracterizan esta solución están reflejados en la tabla que acompaña a la figura 4.16, expresados con los mismos índices que los empleados por los autores del modelo y que han sido descritos anteriormente en el apartado de metodología. En esta solución no es necesaria la prolongación de la falla de basamento a lo largo de la cobertera sedimentaria, pero sí se produce una variación de espesor tanto en las arenas como en parte de las unidades dolomíticas inferiores debido al cambio de buzamiento en el contacto basamento-cobertera en el estado deformado.

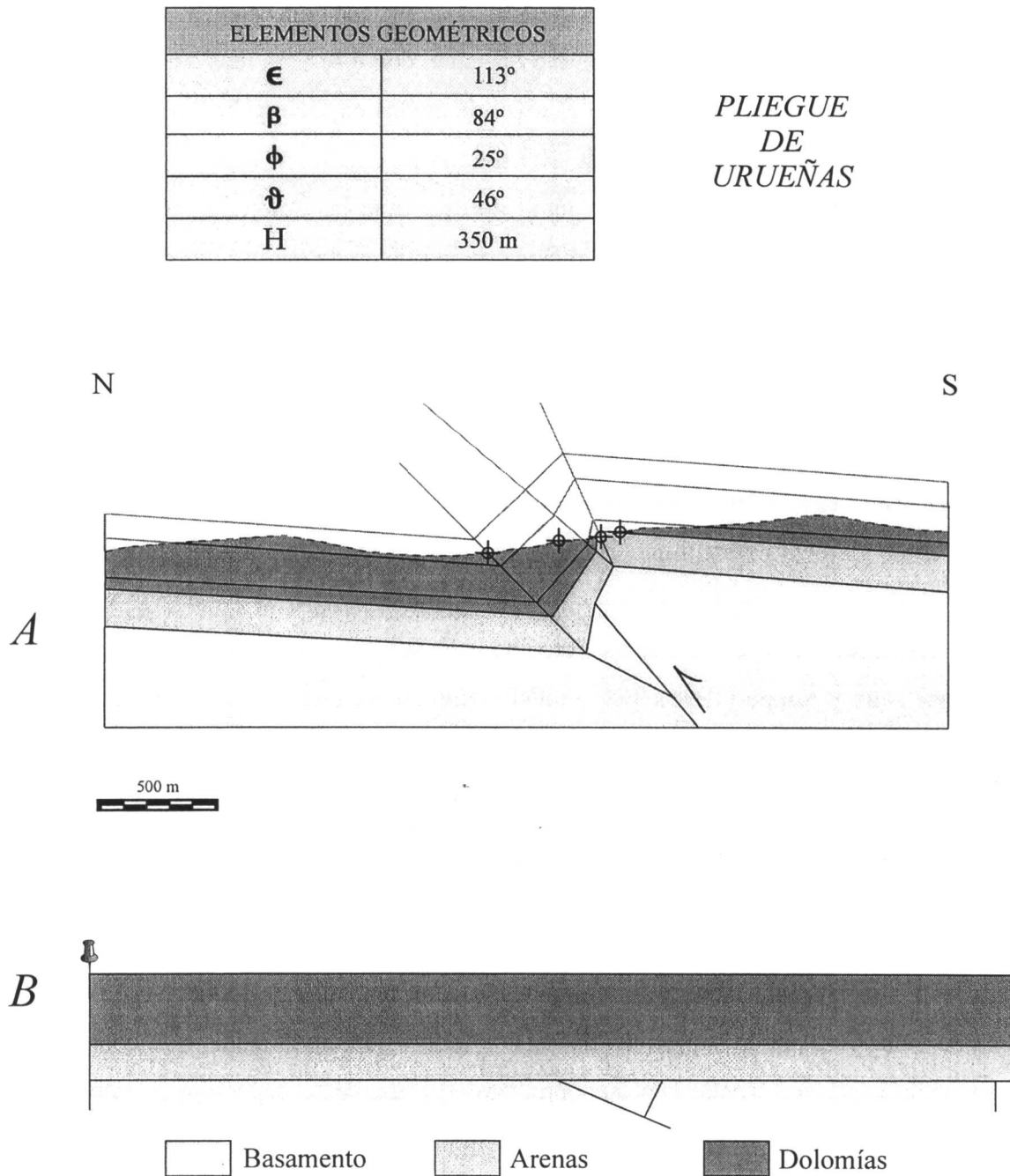


Figura 4.16. Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994) para el pliegue de Urueñas.

Al retrodeformar la estructura, se obtiene también una buena coherencia entre el acortamiento sufrido por el basamento y la cobertera, sin diferencias importantes entre el nivel arenoso cretácico y el dolomítico. El valor estimado es de un acortamiento de 270 metros sobre una longitud inicial de 3800 metros, casi idéntico al de la segunda solución propuesta para este pliegue, y muy parecida al de la primera solución, lo que indica también una buena correspondencia en el valor de acortamiento obtenido por los diferentes métodos.

Pliegue de Burgomillodo (B, figura 4.12)

Este pliegue puede observarse muy cerca de la cerrada del embalse de Burgomillodo, en la carretera entre Burgomillodo y Castrillo de Sepúlveda. Constituye el extremo occidental de la estructura descrita anteriormente cerca de Urueñas, pero en esta zona la dirección de la misma es NE-SO y el buzamiento que presenta el flanco frontal es mayor, tratándose por tanto de una estructura algo más apretada aunque también con vergencia al norte. El nivel de erosión ha dejado al descubierto un pequeño afloramiento de arenas en facies Utrillas en el núcleo de la estructura, y algunos pliegues de menor entidad, así como fallas con la misma dirección de esta estructura, están también presentes y son observables en la cartografía.

La figura 4.17 muestra la proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos, pudiendo observarse que el pliegue presenta un eje con una inmersión de 2° hacia N 78° E, apreciándose dos flancos claramente diferenciados, como corresponde a su carácter monoclinial. El flanco sur presenta buzamientos bastante homogéneos de valores comprendidos entre los 2° y los 6° al sur, mientras que el flanco frontal presenta una mayor dispersión en cuanto a sus valores, variando éstos entre 38° y 87° al norte. No obstante, si se tiene en cuenta la distribución de estos valores en el afloramiento, el flanco frontal de la estructura presenta valores de buzamiento en general bastante más homogéneos que lo indicado en el estereograma, correspondiendo los valores con mayor dispersión a medidas en los materiales arenosos o unidades afectadas por fallas o estructuras de menor escala. Esto es debido a la intensa deformación observada en el flanco frontal de la estructura, que además de una importante brechificación de las dolomías, comprende numerosas fracturas correspondiendo a pequeñas fallas inversas que cortan los planos de estratificación con una geometría de rampas y rellanos, oscilando entre los 20° y 35° de buzamiento aproximadamente. También se han observado algunas fallas de desgarre con altos buzamientos y dirección N 175° E que corresponden a pequeños desgarres dextros. Por último, numerosas estrías con cabeceos próximos a 90° han podido medirse en los planos de estratificación, sugiriendo un mecanismo de plegamiento por flexión y deslizamiento banco sobre banco.

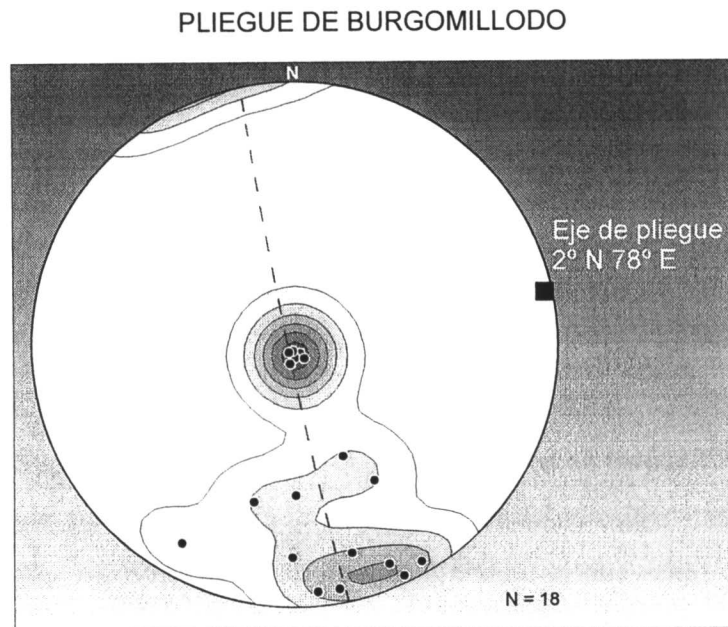


Figura 4.17. Proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos para el pliegue de Burgomillodo, con indicación de la orientación del eje de pliegue.

El salto vertical en el techo del basamento, determinado a partir del corte geológico de la estructura, es de 375 m, valor semejante al que presentaba este mismo pliegue en la localidad de Urueñas. Las características de la sucesión estratigráfica de la cobertera son las mismas que en el caso anterior, con un nivel arenoso inferior de unos 150 metros de potencia, seguido por una sucesión de dolomías de más de 300 metros de espesor.

Como en el ejemplo de Urueñas, pueden aplicarse los casos 1A y 1B del modelo de Mitra y Mount (1998). Si consideramos que la variación del buzamiento del flanco frontal, que por otro lado hemos dicho que es pequeña, es progresiva, podemos utilizar las relaciones descritas para el caso de una cobertera homogénea (modelo 1^a). Así, podemos llegar a una solución razonable como la mostrada en la figura 4.18, donde se indican en la tabla los parámetros geométricos del modelo. La falla inversa en el basamento presentaría un valor de buzamiento de 58° hacia el sur, dando lugar a una cuña sin deformación interna que llega a superponer el basamento sobre las arenas y dolomías cretácicas. El buzamiento del plano axial anticlinal sería de 87° mientras que el del sinclinal sería de 40°. La falla se prolongaría por la cobertera sedimentaria hasta algo más de los 200 metros de la serie, es decir, unos 50 metros por encima del techo de las arenas en facies Utrillas, pero sin llegar a cortar el nivel de erosión actual. Las unidades

afectadas por la falla presentan un adelgazamiento en la zona del anticlinal y un engrosamiento en el núcleo del sinclinal cabalgado por el basamento.

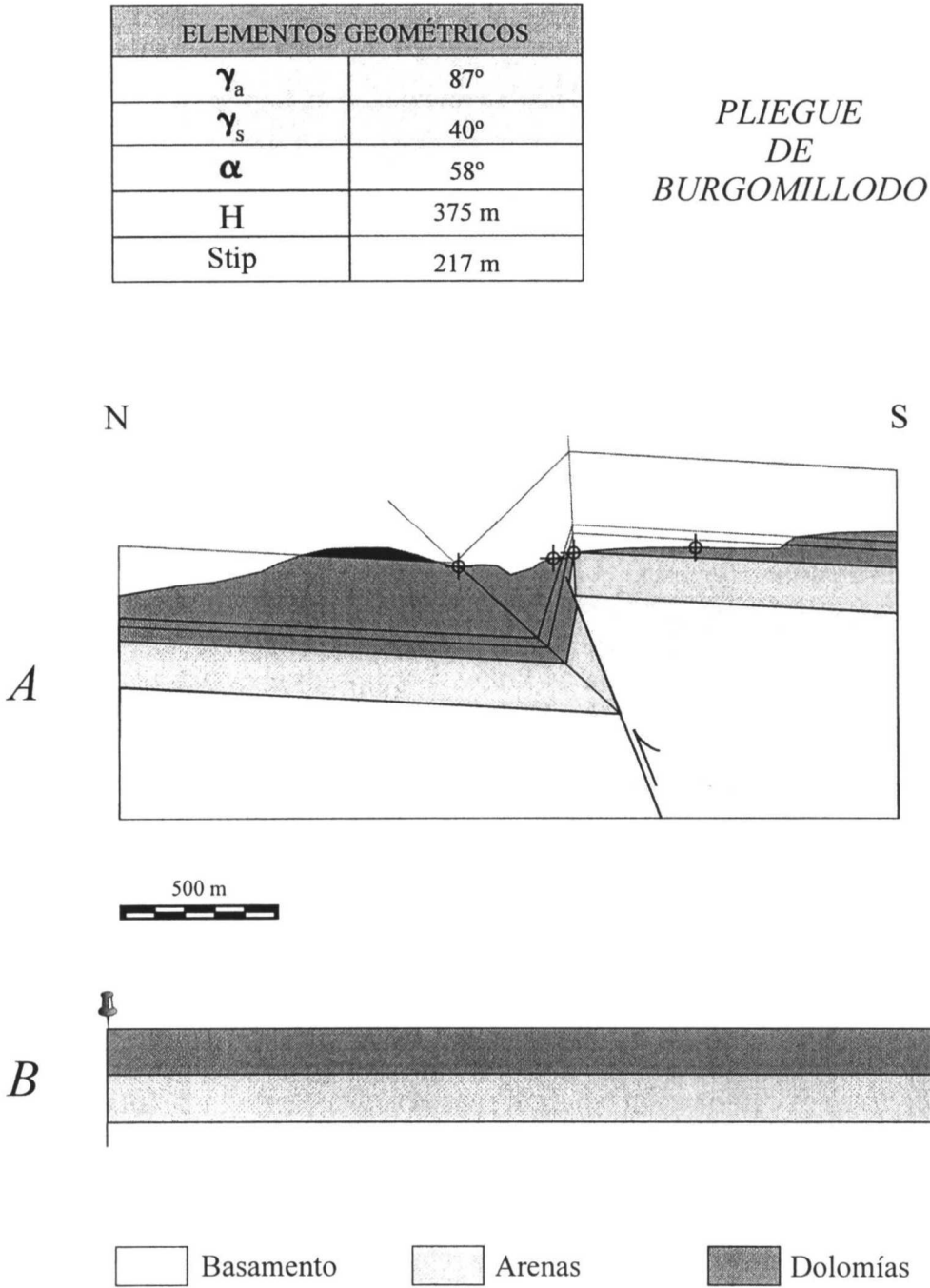


Figura 4.18. Solución aportada por el modelo 1A de Mitra y Mount (1998) para el pliegue de Burgomillodo.

La restitución de esta estructura al estado no deformado proporciona unos valores de acortamiento que son casi idénticos para el basamento y el nivel arenoso inferior, mientras que son algo mayores para las unidades dolomíticas. La restitución se ha reali-

zado por compensación del área triangular deformada de la cobertera comprendida entre los planos axiales anticlinal y sinclinal, existiendo un error de un 19%. En concreto, basamento y arenas presentan un acortamiento de 180 metros sobre una longitud inicial de 2.650 metros, mientras que las dolomías han experimentado un acortamiento total de 260 metros sobre una longitud inicial de 2.735 metros.

A partir de los mismos datos de campo sobre la geometría del pliegue pero considerando que la unidad arenosa inferior se comporta de una manera más dúctil que las dolomías suprayacentes (modelo 1B de Mitra y Mount, 1998), se puede llegar a la solución expresada en la figura 4.19 (A). Para un mismo salto vertical de la falla de basamento, 375 metros, su buzamiento sería algo más bajo que en el caso anterior, de 51° hacia el sur, y la diferencia más importante es que las arenas absorberían la mayor parte de la deformación asociada con el acortamiento en la falla inversa, de manera que sufrirían un cambio de espesor acusado que se manifestaría como un aumento de la potencia en el núcleo del sinclinal. Los valores de buzamiento de los planos axiales anticlinal y sinclinal para la unidad arenosa serían de 130° y 22° respectivamente. La falla se propagaría a través de las dolomías hasta un nivel de poco más de 200 metros sobre el techo del basamento, es decir, unos 50 metros sobre el techo de las arenas, sin llegar a cortar el nivel de erosión actual. Por encima de esta capa de comportamiento más dúctil, las dolomías se plegarían por flexión y deslizamiento originando un monoclinal con planos axiales buzando paralelamente a la falla de basamento, y con un buzamiento predicho por el modelo de 78° al norte, valor que concuerda bien con los datos de campo.

Al deshacer la deformación producida por el acortamiento en la falla inversa (B en la figura 4.19), obtenemos una buena coherencia entre dichos valores de acortamiento tanto para el basamento como para toda la cobertera. Basamento y arenas cretácicas presentan un acortamiento de 290 metros sobre una longitud inicial de 2.760 metros, mientras que las dolomías muestran un acortamiento de 300 metros sobre una longitud inicial de 2790 metros. Así pues, las diferencias de acortamiento son muy pequeñas y presentan una mayor homogeneidad que en la solución propuesta anteriormente. El error en cuanto a la compensación del área del triángulo de cobertera deformada limitado por los planos axiales anticlinal y sinclinal es del 16%.

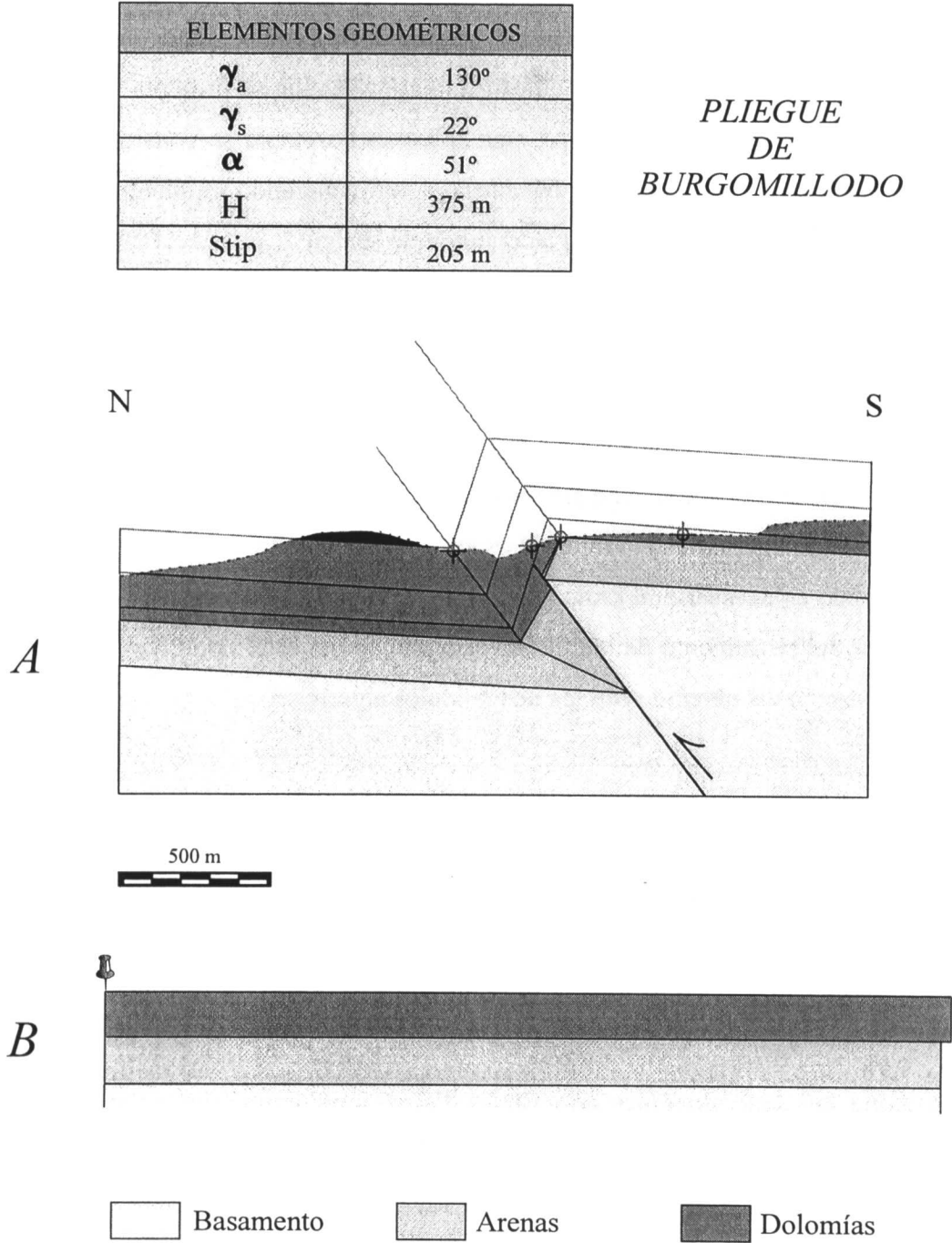


Figura 4.19. Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998) para el pliegue de Burgomillodo.

Al igual que se describió en el pliegue de Urueñas, aunque ambas soluciones son geoméricamente posibles y satisfacen los datos de campo, el modelo que supone un comportamiento más dúctil de las arenas en relación a las dolomías parece ser más coherente a nivel regional y presenta un valor de acortamiento más homogéneo que la otra solución.

La aplicación del modelo de Narr y Suppe (1994) considerando deformación interna en una cuña de basamento por deformación por cizalla, se presenta en la figura 4.20. Ajustándose a los datos de campo, una solución aceptable se consigue con una falla inversa en el basamento buzando 54° hacia el sur, generando un pliegue monoclinal en la cobertera el cual presenta un plano axial que separa dos zonas con buzamiento distinto dentro del flanco frontal. Adaptándose a la geometría del contacto basamento-cobertera en el estado deformado, el flanco frontal presenta un mayor buzamiento en la zona del núcleo sinclinal que en la del anticlinal, y ambos dominios están separados por un plano axial que emana del punto que separa el basamento deformado del no deformado y que se une con el plano axial sinclinal dentro de la serie dolomítica superior. De esta manera, no son necesarios cambios de espesor en las unidades de cobertera importantes, y tampoco es necesaria la prolongación de la falla de basamento en dichas unidades. El valor del buzamiento de la falla inversa que aporta este modelo es intermedio pero muy próximo a los obtenidos en los dos modelos anteriores.

Al retrodeformar la estructura, el basamento y las arenas cretácicas muestran un valor de acortamiento de 270 metros sobre una longitud inicial de 2.750 metros, mientras que las dolomías se acortan un total de 200 metros en 2.680 metros, un valor por tanto algo inferior al del basamento. El error en la compensación de áreas para el triángulo de basamento deformado por cizalla es de un 16%.

Aunque las tres soluciones consideran distintos comportamientos cinemáticos para la generación de la misma estructura, proporcionan valores para el buzamiento de la falla que están comprendidos entre los 51° y los 58° al sur, y los valores de acortamiento son también bastante homogéneos. Comparando con el mismo pliegue modelizado cerca de Urueñas, el acortamiento en la zona de Burgomillodo es ligeramente superior al calculado en la zona de Urueñas, situada más al este, como podía deducirse del mayor grado de apretamiento de la estructura observado en campo. Esto iría acompañado de un buzamiento de la falla ligeramente mayor en el oeste (entre 51° y 58°) que en el este (46°).

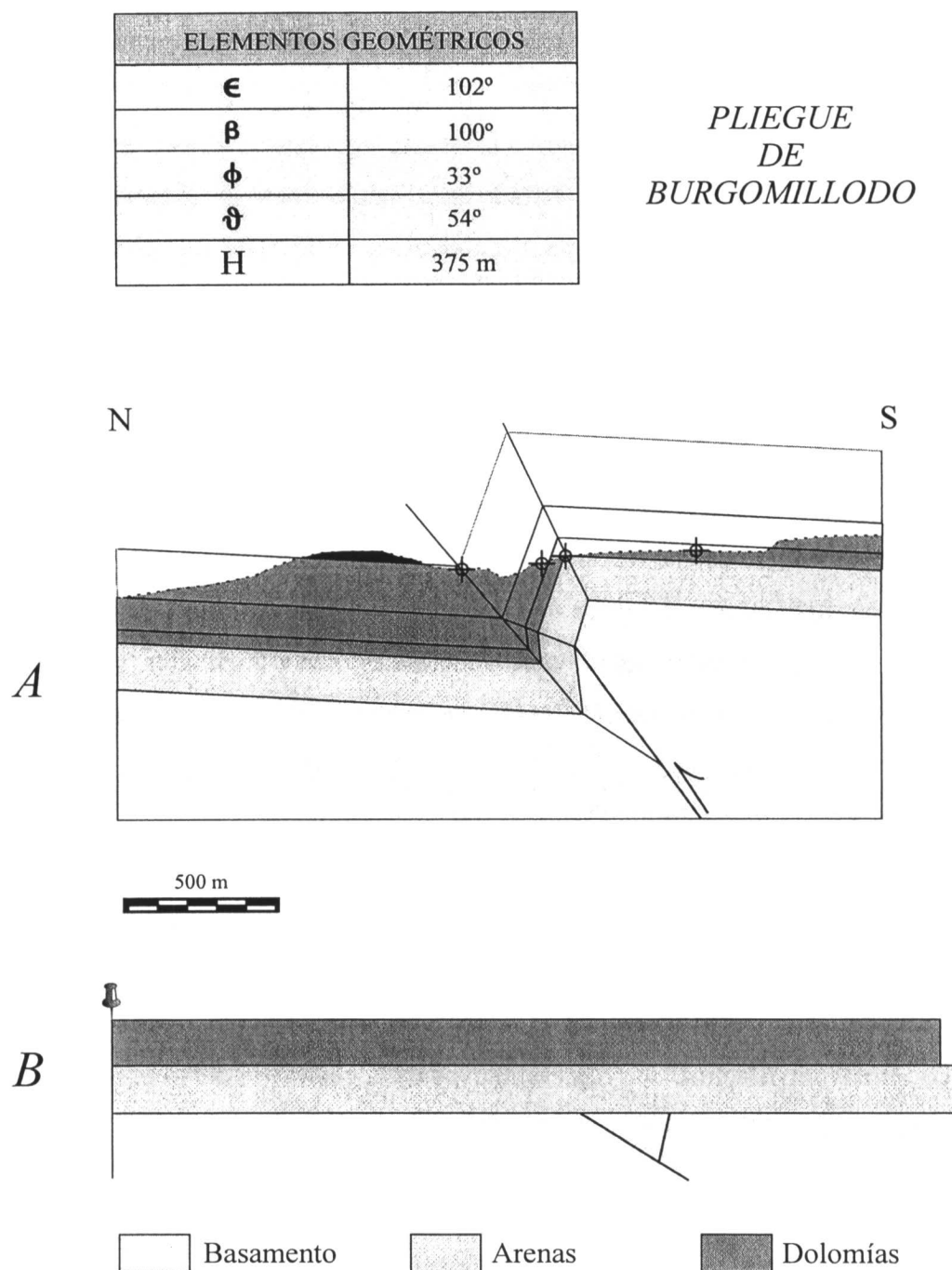


Figura 4.20. Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994) para el pliegue de Burgomillodo.

4.3.1.2. Pliegue de Sepúlveda

Se trata de uno de los mejor expuestos y más representativos del área de estudio. Corresponde a una estructura de plegamiento con una continuidad de varios kilómetros (figura 4.12) extendiéndose desde unos 5 kilómetros al este de Sepúlveda hasta desaparecer bajo los materiales terciarios un poco antes de la localidad de Aldeonsancho. Su dirección es ENE-OSO a E-O durante la mayor parte de su trazado, y sólo en su extre-

mo más oriental cambia adquiriendo una orientación NE-SO. Se presenta como una pareja anticlinal-sinclinal en la que el anticlinal muestra la típica geometría monoclinal con el flanco frontal subvertical, llegando a invertirse ligeramente al este de Sepúlveda. El sinclinal acompañante se encuentra fallado en su núcleo tanto en el extremo oriental como en el occidental de esta estructura, y únicamente en la parte central de la misma aparece sin fallar. También en la parte central de la estructura, como se observa en la cartografía, las arenas en facies Utrillas han sido parcialmente desmanteladas por el nivel de erosión actual, apareciendo como pequeños ojales dispuestos paralelamente a la traza del pliegue. Aunque no es representable cartográficamente debido a su pequeña superficie de afloramiento, neises glandulares del basamento afloran en el núcleo del pliegue, inmediatamente debajo de las arenas cretácicas, en la entrada al Parque Nacional de las Hoces del Duratón, a menos de 1 kilómetro al oeste de la localidad de Sepúlveda. Pliegues de menor continuidad, tanto anticlinales como sinclinales, así como fallas de dirección paralela al pliegue de Sepúlveda, aparecen tanto al norte como al sur de esta importante estructura.

Las buenas condiciones de afloramiento existentes en los cortes de las carreteras y caminos que salen al sur de Sepúlveda, han determinado que sea este punto el escogido para modelizar el pliegue (C en la figura 4.12). Además, es aquí donde aparecen tanto los niveles inferiores arenosos del cretácico como el basamento, y los buzamientos del flanco frontal del anticlinal son representativos de la geometría del pliegue a lo largo de casi toda su traza.

La figura 4.21 muestra la proyección estereográfica de los planos de estratificación medidos. Como se observa, el pliegue presenta un eje subhorizontal con una dirección de N 85° E, y claramente aparecen dos máximos que corresponden a los dos flancos del monoclinal. El flanco sur es muy homogéneo, y corresponde a buzamientos entre 3° y 5° al sur, mientras que el flanco norte presenta una cierta dispersión pero en general muestra un máximo bien definido en torno a un valor de 87° norte. Existen algunos valores de buzamiento ligeramente invertido, pero en general, el pliegue se muestra en este punto con el flanco norte subvertical. Es muy frecuente la presencia de estrías con buzamientos próximos a 90° en los planos de estratificación, indicando muy posiblemente un mecanismo de plegamiento por flexión y deslizamiento.

PLIEGUE DE SEPÚLVEDA

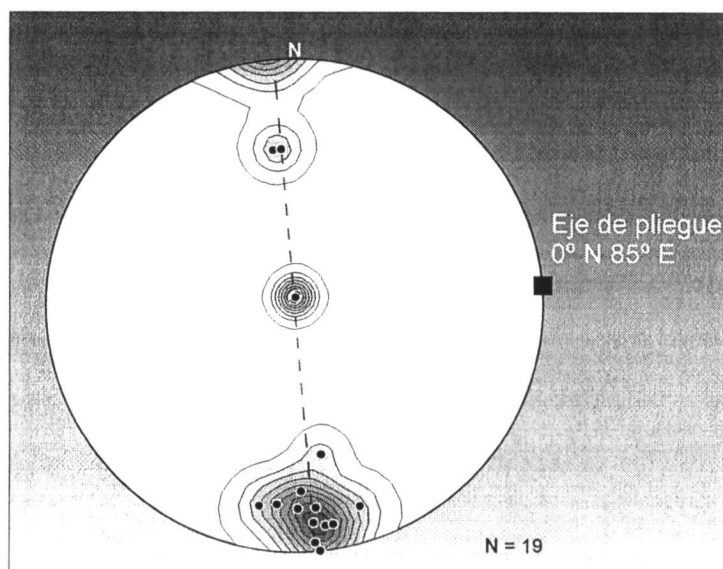


Figura 4.21. Proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos para el pliegue de Sepúlveda, con indicación de la orientación del eje de pliegue.

La homogeneidad en cuanto a los buzamientos medidos en el campo correspondientes al flanco frontal del anticlinal, cuyo valor permanece constante en las unidades dolomíticas estratigráficamente más altas, nos ha llevado a descartar para esta estructura el modelo 1A de Mitra y Mount (1998), ya que las características geométricas predichas por el modelo 1B de los mismos autores, considerando que existe una diferencia de comportamiento mecánico entre las dolomías y las arenas cretácicas, se ajusta mucho mejor a la geometría real observada. Así pues, en la figura 4.22 se muestra la solución aportada por este modelo para el pliegue de Sepúlveda.

En esta zona, el espesor de las arenas en facies Utrillas se ha reducido a unos 100 metros como consecuencia de su acuñaamiento hacia el S descrito en el apartado de síntesis estratigráfica. Éste constituye el nivel de comportamiento más dúctil que acomoda la mayor parte de la deformación, mientras que por encima de él se encuentra un paquete de unos 300 metros de dolomías de características mecánicamente más competentes. El salto para el techo del basamento, determinado a partir de la construcción del corte geológico mediante datos de campo y de la cartografía existente, es de 250 metros. Hay que destacar que, en este punto, el sinclinal asociado se encuentra fallado en su núcleo mediante una falla inversa que ha producido un salto en las unidades dolomíticas de unos 50 metros, por lo que el salto total puede descomponerse en dos. Por un lado,



un salto en el basamento de 200 metros que sería absorbido en su totalidad por la generación del pliegue monoclinal en la cobertera, y al continuar el acortamiento, la estructura no sería capaz de seguir acomodándolo mediante plegamiento, por lo que se rompería a lo largo del plano axial sinclinal que constituye una superficie de debilidad, acumulando 50 metros más de salto en la vertical. Esta falla inversa muy probablemente enraíce en el nivel de arenas por su comportamiento más dúctil.

ELEMENTOS GEOMÉTRICOS	
γ_a	75°
γ_s	36°
α	51°
H	250 m
Stip	117 m

*PLIEGUE
DE
SEPÚLVEDA*

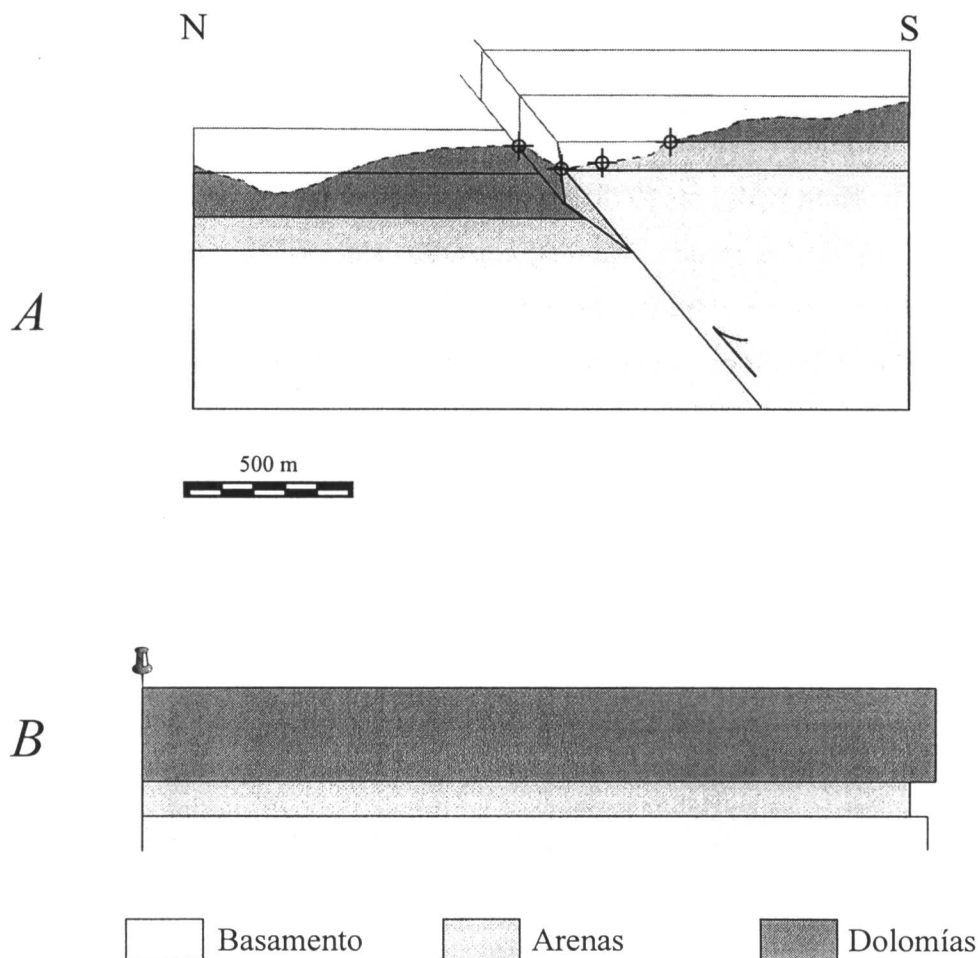


Figura 4.22. Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998) para el pliegue de Sepúlveda.

Así pues, una solución satisfactoria acorde a los datos de campo se encuentra mediante una falla en el basamento con un buzamiento de 51° al sur, que superpone una cuña de basamento sin deformación interna sobre las arenas cretácicas. El extremo superior de esta cuña se encontraría muy cerca del nivel de erosión actual, pero en este punto no llega a aflorar. El buzamiento de los planos axiales en el nivel inferior de la cobertera más dúctil sería de 75° para el anticlinal y de 36° para el sinclinal. El modelo predice que la falla se propagaría en la cobertera hasta el nivel estratigráfico situado 115 metros por encima del techo del basamento, es decir, que prácticamente no alcanza el nivel dolomítico superior, lo que está de acuerdo con los datos de campo. La parte de la cobertera constituida por dolomías acomodaría la deformación mediante plegamiento por flexión y deslizamiento, desarrollando planos axiales paralelos a la falla de basamento. A favor del plano axial sinclinal, se habría generado una falla inversa que, como se ha mencionado antes, acomodaría los últimos 50 metros de salto en la vertical de la falla inversa principal.

Una vez retrodeformada la estructura, se obtiene unos valores de acortamiento muy semejantes para los tres conjuntos, basamento, nivel arenoso inferior y nivel dolomítico superior. En concreto, el acortamiento es de 230 metros sobre una longitud inicial de 2.350 metros.

También es posible encontrar una solución con buen ajuste a los datos de campo utilizando el modelo de Narr y Suppe (1994) (figura 4.23). En este caso, se muestra la solución obtenida sin el efecto de la falla inversa que afecta al sinclinal de la estructura. Ésta puede explicarse entonces mediante una falla en el basamento con un buzamiento de 48° al sur y que cerca de la superficie pasa a ser subvertical. La diferencia con el modelo anterior, aparte de su diferente comportamiento cinemático y de la existencia de deformación por cizalla en parte del basamento, es que no es necesario que la falla se propague por la cobertera, por lo que los neises glandulares no llegarían a superponerse a las arenas cretácicas. Los parámetros geométricos del modelo se indican en la tabla que acompaña la figura.

Una vez retrodeformada la estructura, se obtienen unos valores de acortamientos muy semejantes a los del modelo anterior, y también bastante homogéneos para los tres

conjuntos litológicos. Dolomías y basamento presentan casi idéntico valor de acortamiento, en concreto 200 metros sobre una longitud inicial de 2.320 metros, mientras que las arenas muestran un valor algo menor pero bastante semejante. El error en la compensación por áreas para el triángulo de basamento afectado por deformación por cizalla es de un 4.7 %.

ELEMENTOS GEOMÉTRICOS	
ϵ	88°
β	90°
ϕ	25°
θ	48°
H	250 m

*PLIEGUE
DE
SEPÚLVEDA*

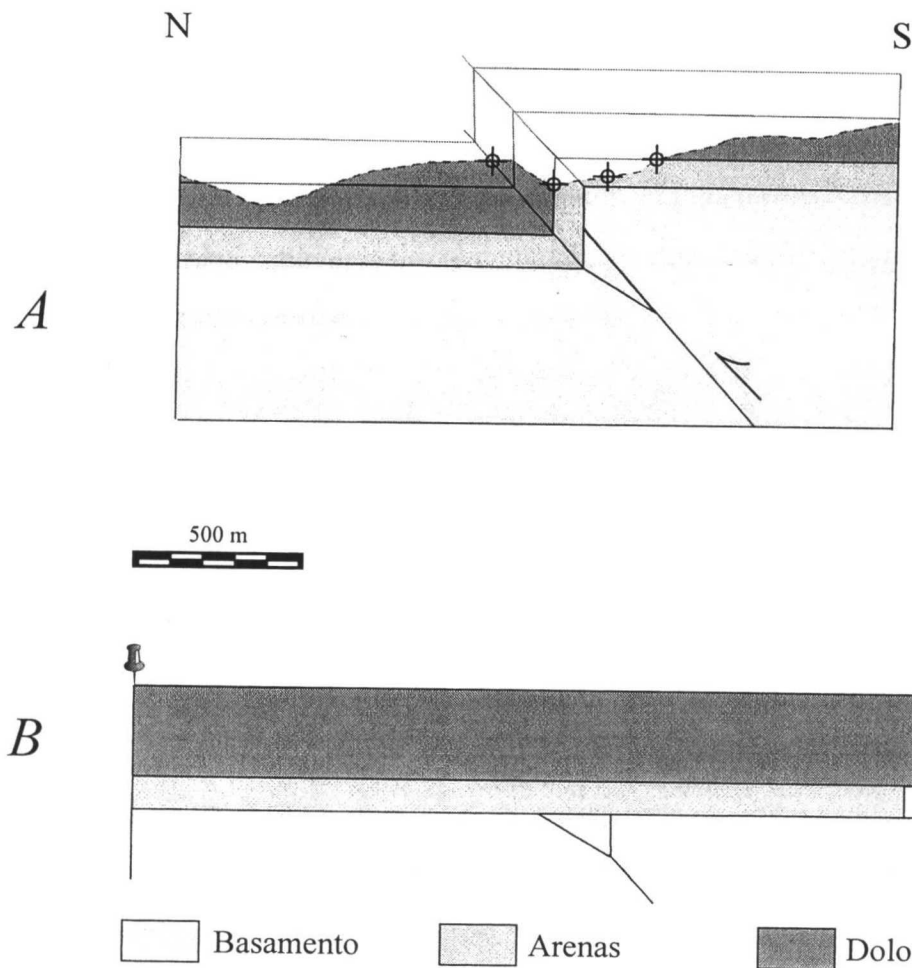


Figura 4.23. Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994) para el pliegue de Sepúlveda.

Al igual que en casos anteriores, son posibles dos modelos cinemáticos diferentes que expliquen las características geométricas de este pliegue, pero ambos proporcionan unos valores de acortamiento y de buzamiento de la falla muy semejantes, lo que nos permite reducir el grado de indeterminación acerca de la geometría subsuperficial de la estructura. Además, son las propias características geométricas las que nos han llevado a descartar la aplicación del modelo de cobertera homogénea que ha sido tenido en cuenta en los dos pliegues modelizados anteriormente (Urueñas y Burgomillodo).

4.3.1.3. Pliegue de Ventosilla

Corresponde a una estructura localizada más al sur que las anteriormente descritas, y con características algo diferentes (figura 4.24). Se trata de un pliegue asociado a una importante falla inversa que presenta un trazado con una continuidad de varios kilómetros, extendiéndose con una orientación NE-SO desde el norte de la localidad de Ventosilla hasta más allá de la de Pedraza. En la mayor parte de su trazado, superpone materiales del basamento, constituidos por neises glandulares con intercalaciones de leuconeises glandulares, sobre los materiales cretácicos de la cobertera, tanto arenas en facies Utrillas como dolomías. En este caso, y simplemente a la vista de la cartografía realizada, puede estimarse que el salto en la vertical es más importante que en los descritos anteriormente, ya que el pliegue asociado a la falla inversa ha sido desmantelado por erosión en la mayor parte de la estructura, de manera que el flanco trasero del monoclinal ha desaparecido. El anticlinal asociado a la falla únicamente se ha observado al oeste de la localidad de Ventosilla, lugar donde se ha realizado la modelización (A en la figura 4.24). El acortamiento en la falla inversa queda también reflejado en el grado de apretamiento del pliegue, que en este caso aparece con su flanco frontal invertido y vergencia norte. Por otro lado, el sinclinal asociado desaparece bajo la falla inversa cabalgado por los materiales del basamento, y únicamente puede observarse al noroeste de Ventosilla y cerca de la localidad de Revilla, donde esta estructura será descrita más adelante. Acompañando a la falla inversa principal, existen numerosas fallas y pliegues menores en ocasiones paralelos a ella, pero son también frecuentes las estructuras de dirección NO-SE que corresponden a fallas de desgarre asociadas a la falla inversa principal y que generan pliegues de la misma orientación en la cobertera.

El pliegue de Ventosilla aparece bien desarrollado en unas canteras situadas aproximadamente un kilómetro al noroeste de esta localidad. Es de destacar el hecho de que en este punto afloren rocas tonalíticas que han intruido en los neises glandulares del basamento. Estas tonalitas, denominadas tipo Ventosilla, corresponden según diversos autores (Fúster y Rubio, 1980; Casillas, 1989; Casillas *et al.*, 1989) a fundidos que pueden provenir de zonas profundas de la corteza, por lo que estarían asociadas a una fractura profunda. Esta fractura, de edad hercínica, podría haber actuado como un importante accidente que, durante las compresiones tardihercínica y alpina se habría reactivado, pudiendo funcionar como límite paleogeográfico durante el cretácico y como una importante falla alpina durante el levantamiento del Sistema Central.

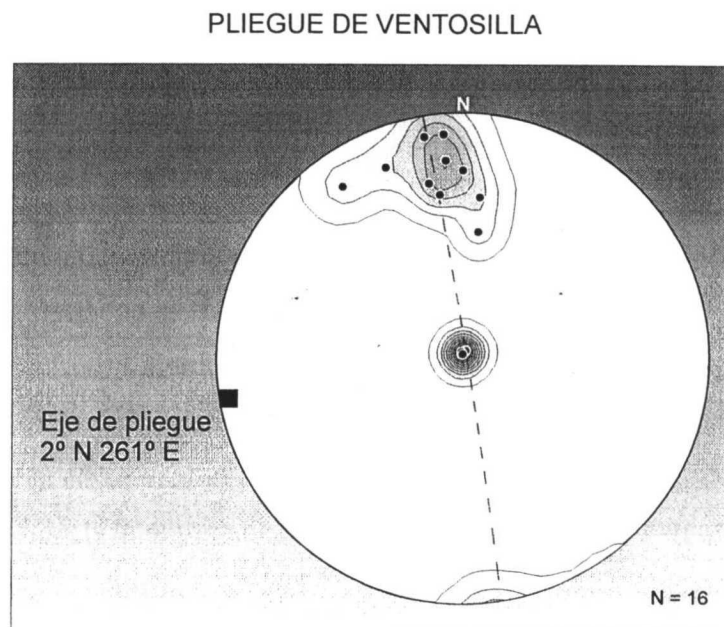
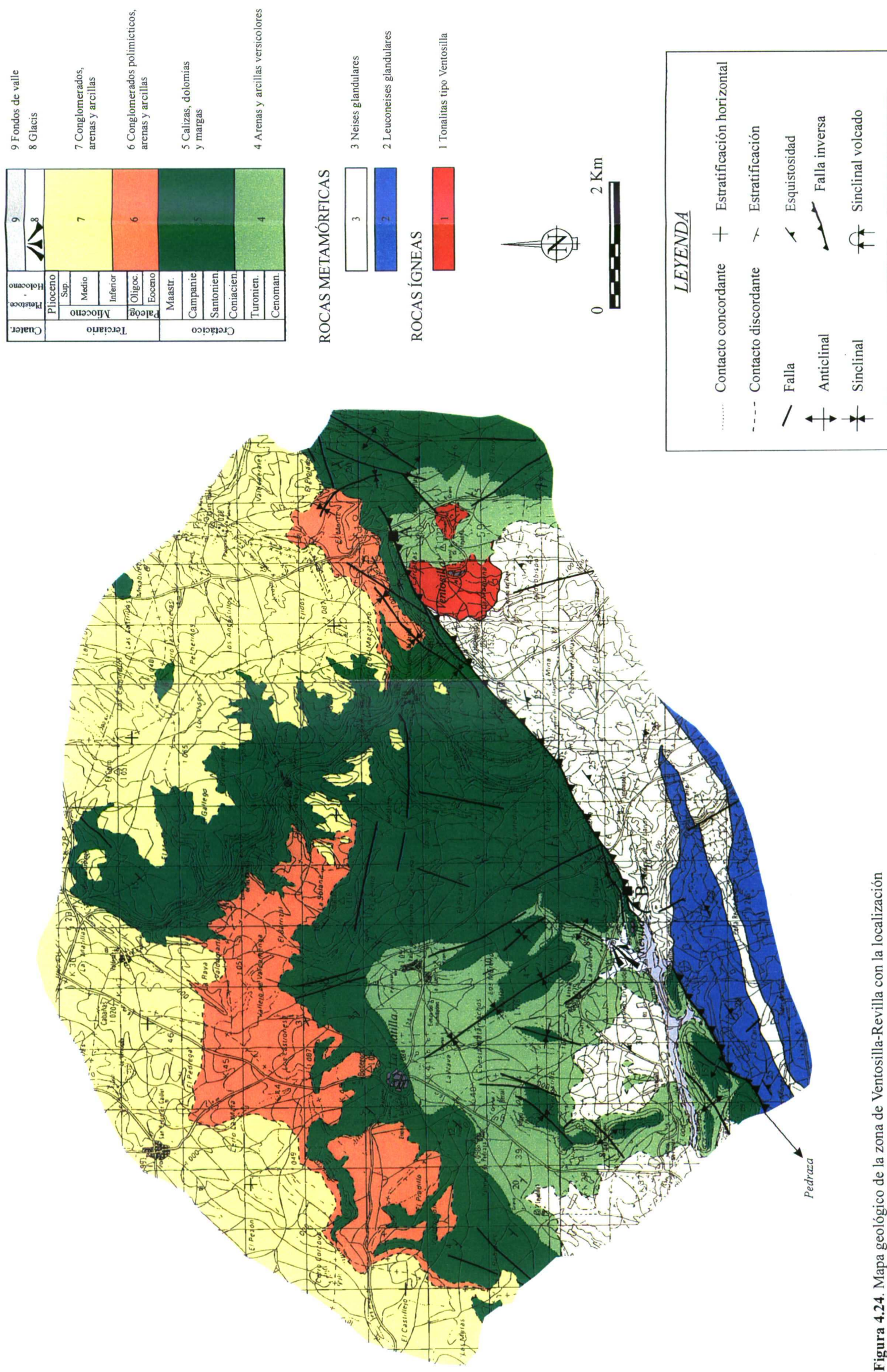


Figura 4.25. Proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos para el pliegue de Ventosilla, con indicación de la orientación del eje de pliegue.

La figura 4.25 muestra la proyección estereográfica de los polos de los planos de estratificación medidos para este pliegue. Como se observa, el eje calculado presenta una inmersión de 2° hacia N 261° E, y aparecen dos máximos correspondiendo a los dos flancos del pliegue. El flanco sur presenta buzamientos entre 2° y 4° al sur, pero han sido obtenidos más al este del punto donde se ha modelizado el pliegue, ya que en ese lugar dicho flanco se encuentra totalmente erosionado. En cuanto al flanco norte, muestra una cierta dispersión pero todos los datos se agrupan en torno a valores de unos 65°

MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA VENTOSILLA-REVILLA



al sur, siempre ligeramente invertidos, lo que hace que las arenas en facies Utrillas se apoyen sobre las dolomías más modernas, como se observa en la figura 4.26. En general, este flanco muestra un buzamiento bastante homogéneo sin que se aprecie una disminución de su valor con el nivel estratigráfico.



Figura 4.26. Foto del aspecto del pliegue de Ventosilla en una cantera próxima a la localidad. Se observa la serie cretácica invertida, con las arenas en facies Utrillas apoyándose sobre las dolomías del Cretácico superior. Se indica asimismo la orientación de la estratificación en este punto.

La utilización del modelo 1B de Mitra y Mount (1998) parece la más adecuada a la vista del homogéneo buzamiento que presenta el flanco frontal del pliegue, de manera que el comportamiento mecánico de la cobertera sería de nuevo diferente para el nivel arenoso inferior, más dúctil, y el dolomítico superior, más competente. En esta zona, el espesor de las arenas en facies Utrillas es, al igual que para la zona de Sepúlveda, de unos 100 metros, aunque en este punto el basamento llega a cabalgar a esta unidad de manera que parte de ella queda oculta bajo aquel y su superficie cartográfica es muy reducida. En cuanto a las dolomías suprayacentes, siguen mostrando un espesor importante de unos 300 metros. La solución obtenida aplicando este modelo al pliegue de Ventosilla puede verse en la figura 4.27.

La geometría para el basamento es la de una cuña sin deformación interna definida por una falla inversa con un buzamiento de 31° hacia el sur, que se propaga por la cobertera llegando a superponer el basamento tanto sobre las arenas como sobre las dolomías. El salto en la vertical estimado para el techo del basamento a partir de los datos de campo y cartográficos es de 500 metros, resultando el mayor de los considerados

hasta ahora. Este importante salto y el hecho de que la falla predicha tenga el menor buzamiento de los modelos vistos hasta el momento, concuerda bien con la observación de que esta estructura de plegamiento sea la que presenta un mayor apretamiento, mostrándose siempre con fuerte vergencia al norte y con su flanco frontal invertido.

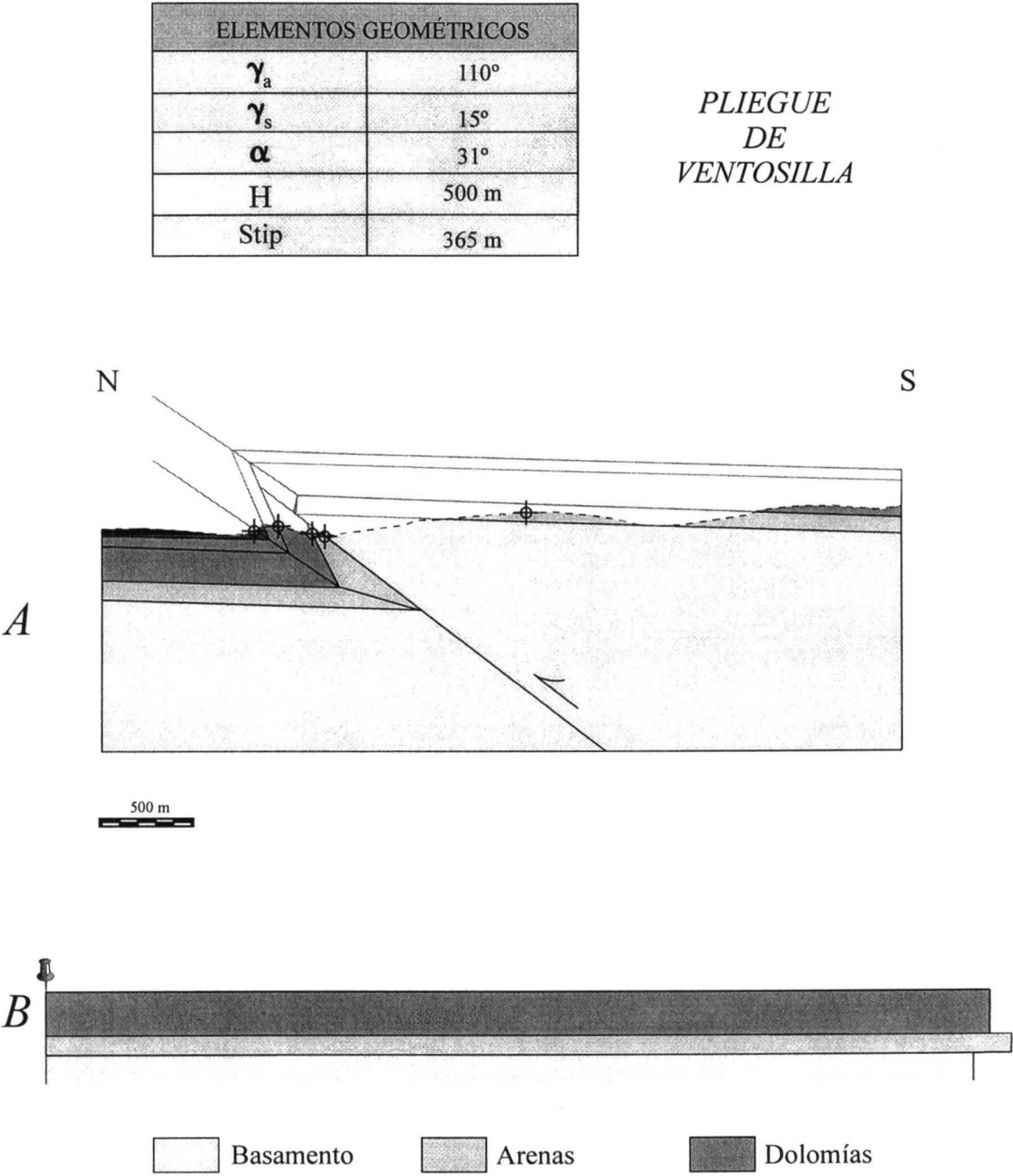


Figura 4.27. Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998) para el pliegue de Ventosilla.

La tabla que acompaña a la figura 4.27 muestra los parámetros geométricos del modelo, donde puede verse cómo los planos axiales anticlinal y sinclinal para el nivel más dúctil inferior de la cobertera presentan buzamientos de 110° y 15° al sur respecti-

vamente, mientras que en el nivel dolomítico, el buzamiento predicho para el flanco frontal es de 62° al sur, en buena coincidencia con los datos de campo, y los planos axiales serían paralelos a la falla inversa del basamento. Esta falla se propagaría por la cobertera hasta unos 365 metros sobre el techo del basamento según el modelo geométrico, es decir, que cortaría casi por entero a la cobertera desapareciendo muy por encima del nivel de erosión actual.

Este modelo supone un importante aumento del espesor de las arenas cretácicas en el núcleo del sinclinal, lo que ha dado problemas a la hora de realizar la compensación de áreas de la estructura. Para un buzamiento de 31° predicho por el modelo, se produce un excesivo aumento de espesor, por lo que un valor algo más elevado, de 36° , ha sido el adoptado finalmente, ya que con una pequeña diferencia respecto a la solución teórica ideal, de 5° , se obtiene un mejor ajuste al retrodeformar la estructura. Por otro lado, este valor es casi idéntico al observado en campo para esta misma falla cerca de la localidad de Revilla, como se describirá más adelante.

La situación para el estado no deformado, como se observa en la figura 4.27 (B), muestra que el basamento y las dolomías han experimentado un acortamiento muy similar, de unos 670 metros sobre una longitud inicial de 4.900 metros, mientras que el nivel de arenas en facies Utrillas presenta un exceso de área, como ya se ha comentado anteriormente, que correspondería a un mayor grado de acortamiento, de 880 metros sobre una longitud inicial de 5.100 metros.

El modelo de Narr y Suppe (1994), por su parte, también proporciona una solución que presenta un buen grado de ajuste a los datos de campo (figura 4.28). Sus elementos geométricos están recogidos en la tabla que aparece en la figura, y corresponden a una falla de basamento con un buzamiento de 32° al sur que aumentaría hasta 58° cerca de la superficie, y que posteriormente se propagaría por la cobertera cretácica, aumentando su buzamiento, hasta al menos el límite entre las arenas y las dolomías, por encima del nivel de erosión actual. Una pequeña cuña triangular en el basamento experimentaría deformación por cizalla, pero las arenas cretácicas no sufrirían el importante aumento de espesor en el sinclinal que predice el modelo anterior.

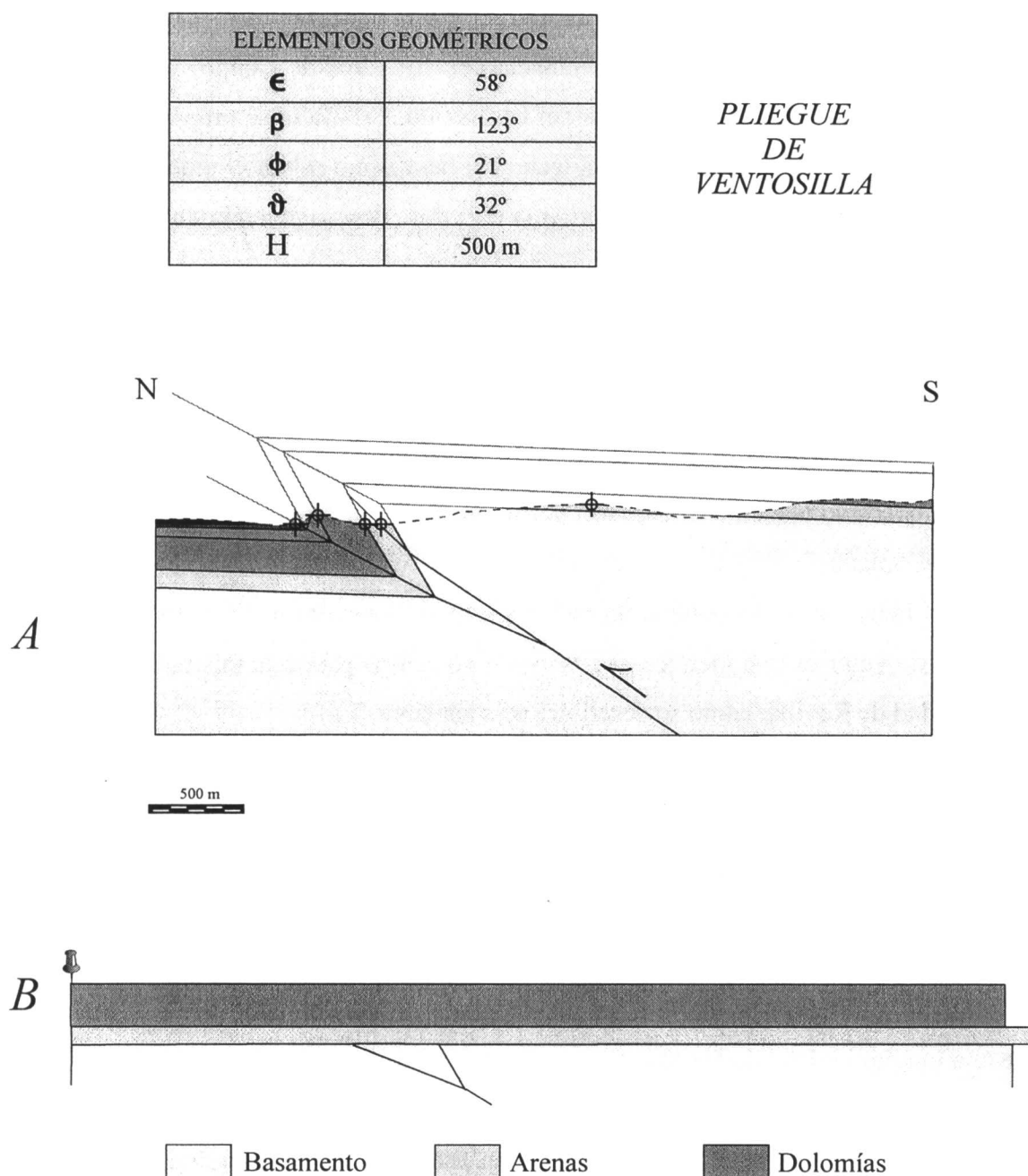


Figura 4.28. Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994) para el pliegue de Ventosilla.

Al retrodeformar la estructura se observa que, al igual que en el caso anterior, basamento y cobertera dolomítica presentan un grado muy similar de acortamiento, correspondiendo a 860 metros sobre una longitud inicial de 5.100 metros, mientras que las arenas muestran también un cierto exceso de área que da lugar a un valor de acortamiento algo superior, 1.030 metros sobre una longitud inicial de 5.275 metros. El grado de error en la compensación de áreas para el triángulo de basamento deformado por cizalla es de un 6.6 %.

Comparando las dos soluciones propuestas para esta estructura, pueden obtenerse algunas conclusiones. En primer lugar, el buzamiento de la falla es muy semejante en ambas, entre 31° y 36° al sur, por lo tanto una falla más tendida que las que han originado los pliegues en la zona del macizo de Sepúlveda, más al norte. El acortamiento obtenido es también superior al calculado para el resto de las estructuras, y aunque presenta valores semejantes, es algo mayor en la solución proporcionada por el modelo de Narr y Suppe (1994) que en el de Mitra y Mount (1998). Este valor es superior al calculado para los pliegues de la zona de Sepúlveda. Por último, las características geométricas del pliegue no se ajustan, al igual que sucedía con el de Sepúlveda, al modelo 1A de Mitra y Mount (1998), sino al de cobertera con distinto comportamiento mecánico de los mismos autores. Esto parece indicar que, para esta zona, un espesor de arenas de 100 metros parece ser suficiente para que exista un comportamiento mecánico diferente entre ese nivel y las dolomías suprayacentes, por lo que se deduce que aquellos pliegues en los que esta potencia de arenas es mayor (150 metros) han debido tener un comportamiento semejante.

A continuación, se describirán una serie de pliegues que, por encontrarse prácticamente erosionados o ser muy escasos los datos de campo sobre su geometría completa, no han podido ser objeto de modelización, pero que la descripción de sus características resulta interesante para conocer las variaciones de este tipo de estructuras en función de su localización y de los cambios en la estratigrafía de la cobertera cretácica.

4.3.1.4. Pliegue de Revilla

Se encuentra situado inmediatamente al este de la localidad de ese nombre (B en la figura 4.24), y corresponde a la misma estructura de falla inversa en el basamento que se ha descrito anteriormente para el pliegue de Ventosilla. En este punto, la falla inversa se superpone sobre los materiales arenosos y dolomíticos cretácicos, de manera que de la pareja anticlinal-sinclinal asociada sólo se conserva parte del sinclinal, cuyo flanco sur está invertido. Su dirección media es $N 66^\circ E$ con un buzamiento de 75° al sur. El importante salto en la falla y la consiguiente erosión han desmantelado por completo el anticlinal, por lo que no se ha podido realizar un modelo para esta estructura, aunque su geometría debe ser muy semejante a la descrita en Ventosilla. En la cartografía puede observarse (figura 4.24) cómo la falla inversa está afectada por desgarres de dirección

NO-SE que parecen determinar la aparición y desaparición del sinclinal, probablemente delimitando un segmento de falla en el que el acortamiento ha sido menor, permitiendo la conservación del pliegue que no ha llegado a ser totalmente cabalgado por el basamento. Estos desgarres tienen una continuidad de varios kilómetros, pudiendo observarse su efecto sobre la cobertera cretácica en forma de varios anticlinales y sinclinales paralelos que se extienden entre Revilla y La Matilla.

La figura 4.29 muestra un aspecto de campo de este pliegue y un pequeño esquema de su geometría en corte geológico. La característica importante de esta estructura es que en este punto se observa el contacto entre los neises glandulares del basamento y las dolomías cretácicas, que corresponde a una falla inversa cuyo buzamiento tiene valores entre 34° y 38° al sur. A partir de la traza cartográfica de la estructura en este punto, también puede estimarse un valor del buzamiento calculado mediante contornos estructurales de 39° al sur. Así pues, los datos de campo y cartográficos resultan coincidentes, y proporcionan un valor de buzamiento que es muy semejante al calculado para esta misma estructura a partir de la geometría del pliegue de Ventosilla.

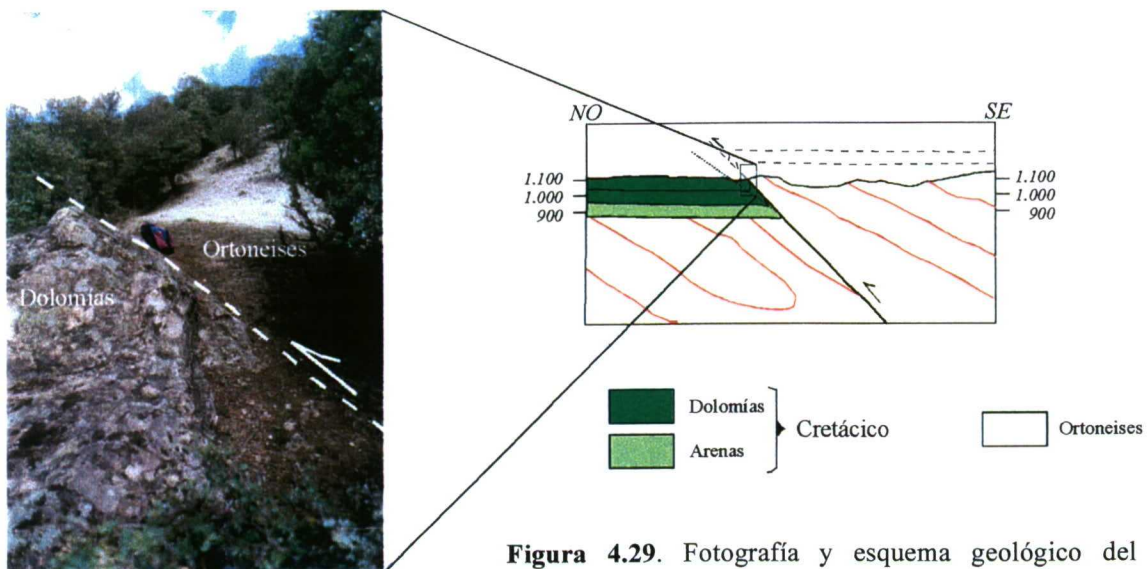


Figura 4.29. Fotografía y esquema geológico del afloramiento próximo a la localidad de Revilla, donde los ortonaises del basamento se superponen mediante una falla inversa a los materiales cretácicos, de los que se conserva un sinclinal con su flanco sur invertido. Escala vertical igual a la horizontal.

4.3.1.5. Pliegue de Fuentidueña

Se trata de un pliegue con características algo diferentes a las vistas hasta el momento, ya que aunque también presenta vergencia norte, es un anticlinal mucho más abierto que los monoclinales descritos anteriormente. Se encuentra situado entre las localidades de Fuentidueña y San Miguel de Bernuy (figura 4.30), y su dirección es NE-SO. Aparece en un pequeño afloramiento de materiales cretácicos limitados por sedimentos terciarios tanto al norte como al sur, y a favor de la erosión que ha dado lugar al valle donde se encuentra situado el embalse de las Vencías, llegan a aflorar materiales constituyentes del basamento, que en este punto está constituido por esquistos y cuarcitas con intercalaciones de neises glandulares. La presencia de este basamento formado predominantemente por metasedimentos, y diferente por lo tanto al que aparece en la mayor parte del borde norte del Sistema Central hasta Sepúlveda, constituido por neises de distintos tipos, confirma la existencia de un cambio en la naturaleza del mismo que también queda reflejado en las series metasedimentarias presentes tanto en el macizo de Santa María la Real de Nieva como en los materiales metamórficos de la Sierra de Honrubia-Pradales (ver mapa Anexo I). Este cambio en el basamento se verá reflejado en los modelos gravimétricos que se describirán en un capítulo posterior.

El anticlinal presenta un buzamiento de unos 7° S para su flanco sur, mientras que el flanco norte buza alrededor de 15° al norte. La traza del pliegue se pierde en los materiales del basamento, sin que las condiciones de afloramiento hayan permitido determinar si existe una falla inversa asociada a él como cabe suponer. El anticlinal no parece continuar hacia el oeste, más allá del afloramiento del basamento, pudiendo deberse a la presencia de una falla de dirección NO-SE que determine su desaparición. Esta dirección es la que presenta el río Duratón en la mayor parte de su trazado, claramente controlado por esta directriz estructural, que debe corresponder a un importante desgarre que determina el límite occidental del macizo de Sepúlveda. Los materiales cretácicos aumentan de nuevo su buzamiento de manera progresiva hasta alcanzar casi los 30° al norte antes de desaparecer bajo los materiales terciarios y cuaternarios en la localidad de Fuentidueña. Este aumento de buzamiento debe estar relacionado con una falla inversa que no llega a aflorar bajo la cobertera cenozoica.

4.3.1.6. Pliegue de Valsequillas

Esta estructura se encuentra situada al este de la localidad de Fuentemilanos (A en la figura 4.31), cerca del paraje de Valsequillas. Se caracteriza por presentar una dirección E-O y por una clara vergencia norte. Este pliegue se sitúa en una zona donde los materiales cretácicos que orlan el borde norte del Sistema Central cambian su dirección, pasando de NE-SO en la zona de Segovia a una orientación más próxima a E-O. Este cambio en la orientación estructural dominante coincide con la aparición de estructuras E-O y N-S que eran muy escasas en toda la zona oriental, desde el macizo de Sepúlveda hasta Segovia.

El pliegue de Valsequillas corresponde a una de esas estructuras de dirección E-O y presenta un flanco sur con un buzamiento suave de unos 6° S, mientras que el flanco norte muestra un aumento progresivo del buzamiento cuanto más bajo es el nivel estratigráfico, de manera que oscila entre los 34° y los 80° N. La figura 4.32 es la representación estereográfica de los polos de los planos de estratificación, donde se observa que el eje del pliegue presenta una inmersión de 4° según N 77° E, y el flanco frontal manifiesta la variación de buzamiento descrita. La figura 4.33 muestra un corte geológico de la estructura. El buzamiento general de la cobertera cretácica en este área es de unos 5° al NO. La cobertera sedimentaria presenta un espesor muy reducido en relación a las mismas unidades en la zona del macizo de Sepúlveda; las arenas en facies Utrillas alcanzan un espesor de unos 30 metros únicamente, mientras que las dolomías oscilan entre 100 y 130 metros. Así pues, el espesor total es de 150 metros, y esta cobertera tan delgada obliga a la existencia de un cambio en la geometría de los pliegues asociados a fallas en comparación a los descritos en los modelos anteriores. Como puede observarse en el corte de la figura 4.33, el salto en la vertical asociado a la falla inversa en el basamento es muy pequeño, aproximadamente de 50 metros. Sin embargo, la reducida potencia de la cobertera mesozoica determina que cuando el salto en las fallas inversas tiene cierta importancia, la cobertera en su totalidad es fracturada y la estructura es desmantelada por la erosión, y por tanto difícilmente observable, mientras que si los pliegues se observan en su totalidad es porque corresponden a fallas de poca entidad.

En cuanto al comportamiento cinemático y mecánico de los pliegues, la presencia de una cobertera tan delgada y con un espesor tan reducido de arenas, determina que

MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA FUENTIDUEÑA-SAN MIGUEL DE BERNUY

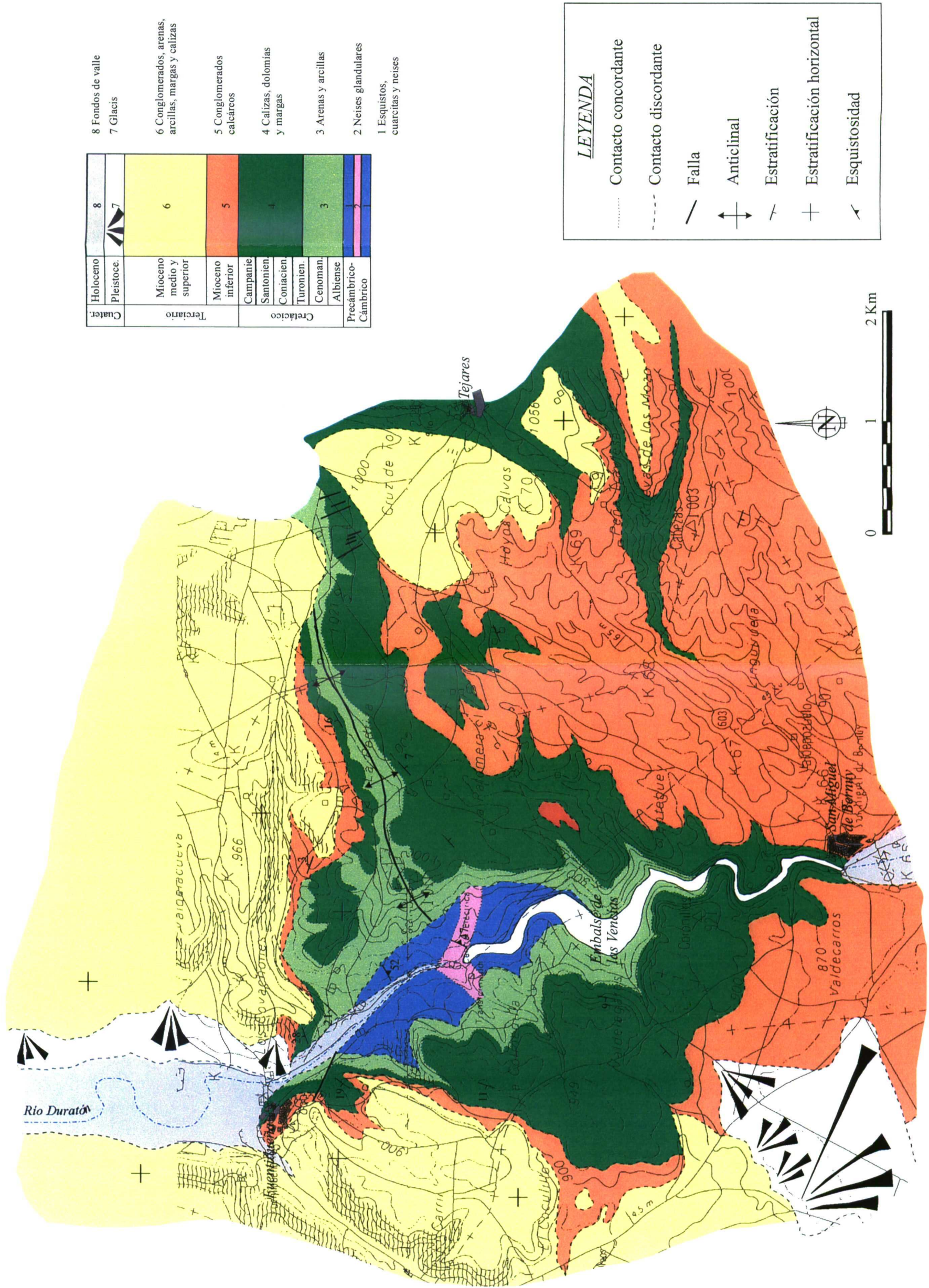


Figura 4.30. Mapa geológico de la zona de Fuentidueña-San Miguel de Bernuy. Ver el texto para descripción de las características del área.

MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA EL ESPINAR-SEGOVIA

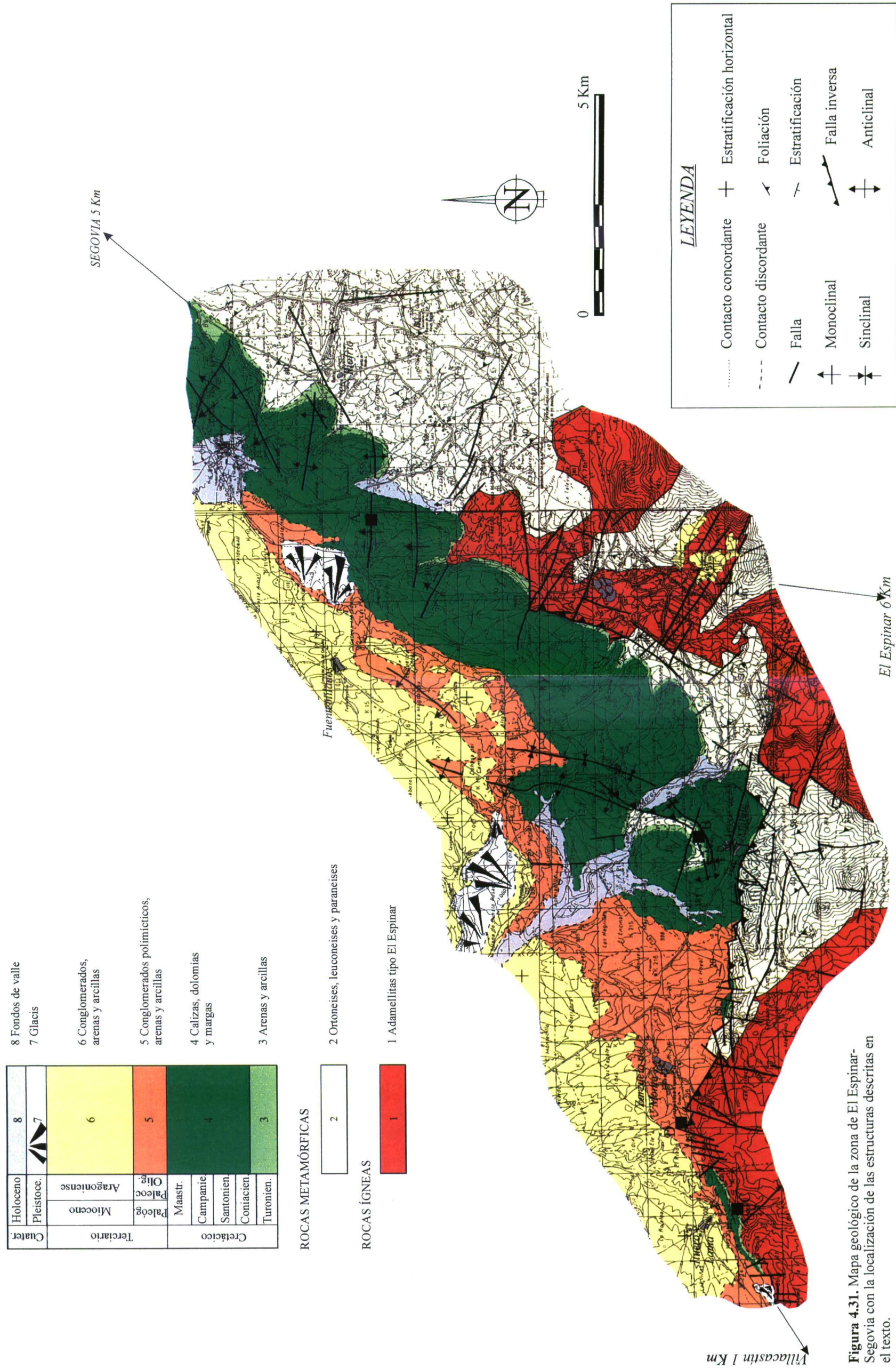


Figura 4.31. Mapa geológico de la zona de El Espinar-Segovia con la localización de las estructuras descritas en el texto.

dicha cobertera se comporte de manera homogénea sin diferencias mecánicas entre los dos niveles sedimentarios, y por lo tanto de acuerdo a las condiciones del modelo 1A de Mitra y Mount (1998). Esto explica el que los pliegues en esta zona presenten flancos frontales de los monoclinales con una variación progresiva del buzamiento en función de la proximidad a la falla inversa asociada. Por lo tanto, el mecanismo de plegamiento y su geometría es diferente al de los pliegues estudiados para las zonas del macizo de Sepúlveda o de Revilla-Ventosilla.

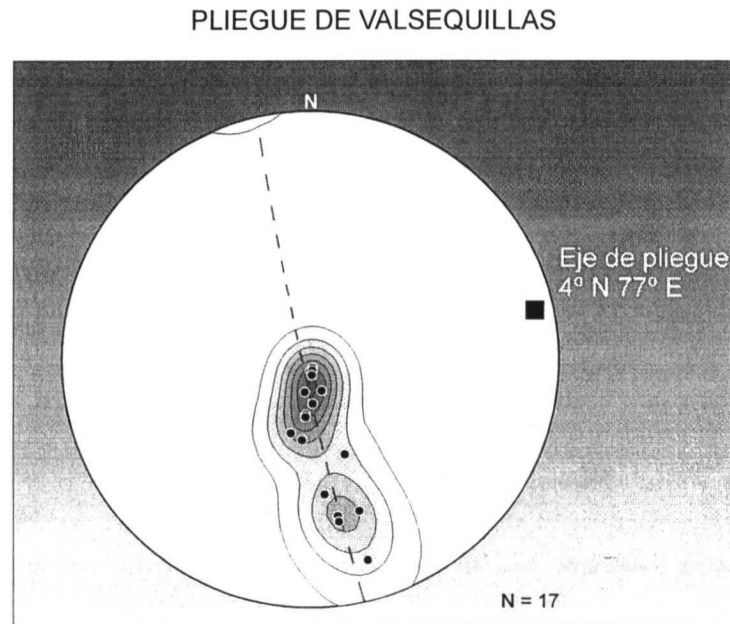


Figura 4.32. Proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos para el pliegue de Valsequillas, con indicación de la orientación del eje de pliegue.

4.3.1.7. Pliegue de Vegas de Matute

Esta estructura presenta características peculiares en relación a las descritas anteriormente (B en la figura 4.31). Se trata de una pareja anticlinal-sinclinal situada al norte de la localidad de Vegas de Matute cuya dirección es aproximadamente E-O pero que rápidamente cambia a N-S extendiéndose durante varios kilómetros hasta desaparecer bajo materiales terciarios subhorizontales. Se encuentra situada justamente en el punto donde las orientaciones dominantes del Sistema Central cambian de NE-SO a E-O, de manera que a partir de este pliegue las direcciones predominantes de las fallas que se observan en el basamento son E-O y N-S, que son las presentes en la zona de Gredos.

Estos cambios de orientaciones quedan también reflejados en las estructuras de la cobertera, la cual muestra monoclinales de orientación N-S con vergencia tanto E como O, y otros de orientación E-O con vergencia N ó S.

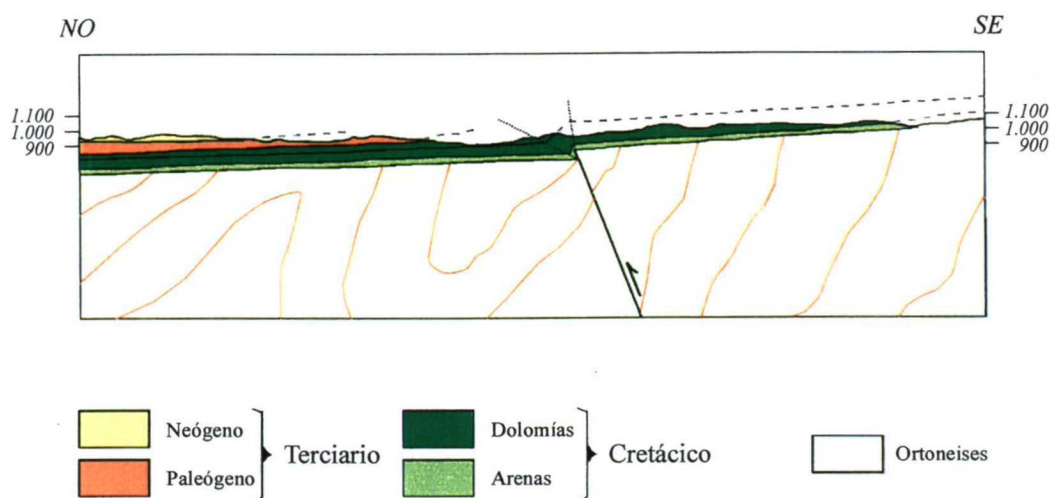


Figura 4.33. Esquema geológico del pliegue monoclinal próximo a la localidad de Valsequillas. Una falla inversa en el basamento, con poco salto en la vertical, genera un pliegue cuyo buzamiento disminuye hacia niveles estratigráficos superiores. Escala vertical igual a la horizontal.

El pliegue de Vegas de Matute corresponde a una de estas estructuras retrovergentes, considerando que la vergencia N es la dominante para el borde N del Sistema Central, y se encuentra asociado a una falla inversa de basamento que en este punto está constituido por ortoneises. Numerosas fallas de dirección N-S ó N 10° E aparecen en el basamento a partir de este punto, y el cambio de orientación del pliegue de Vegas de Matute debe corresponder a la prolongación de una de estas fallas bajo la cobertera. En su tramo E-O, el pliegue presenta un buzamiento de unos 10° N para su flanco N, y entre 38° y 56° para su flanco sur. La figura 4.34 corresponde a la proyección estereográfica de los datos de estratificación medidos, mostrando que el eje del pliegue presenta una inmersión de 2° según N 56° E, con un flanco tendido muy homogéneo y un flanco frontal con la variación del valor del buzamiento descrita. En el tramo N-S, la vergencia del pliegue es hacia el E, buzando el flanco tendido unos 15° E mientras que el flanco oriental llega a alcanzar los 60° de buzamiento al E.

Así pues, este pliegue debe corresponder a la adaptación de la cobertera a un bloque de basamento elevado limitado por dos fallas inversas, con direcciones E-O y N-

S, dentro de un modelo de plegamiento de tipo 1A según el modelo de Mitra y Mount (1998) con variación progresiva del buzamiento del flanco frontal del anticlinal.

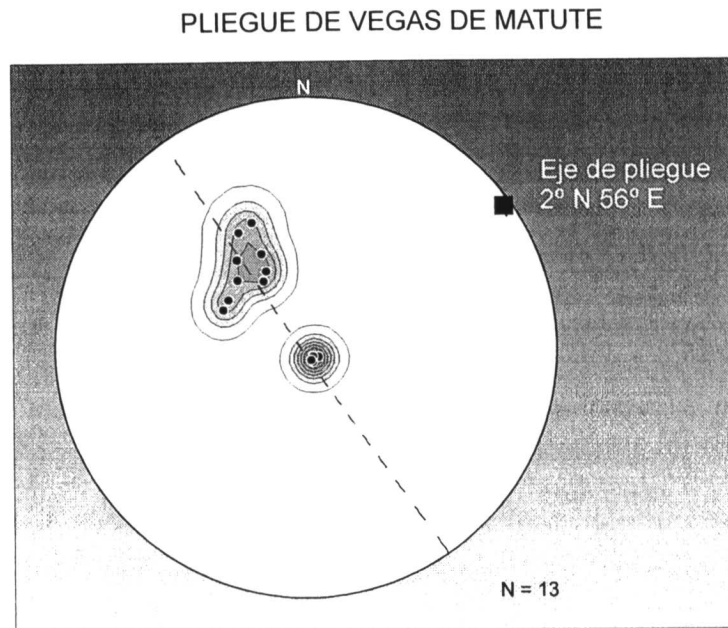


Figura 4.34. Proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos para el pliegue de Vegas de Matute, con indicación de la orientación del eje de pliegue.

4.3.1.8. Pliegue de Ituero

Se trata del pliegue situado más al oeste de los estudiados (C en la figura 4.31), localizado en el punto donde la cobertera cretácica desaparece, a excepción de algún pequeño afloramiento de arenas en facies Utrillas presentes en los valles de Campo Azálvaro y Amblés. La orientación de las estructuras del basamento es aquí ya predominantemente N-S y E-O, y los materiales plutónicos empiezan a predominar sobre los metamórficos. La cobertera en este punto es muy delgada, apenas 20 metros de arenas y 70 metros de dolomías, constituyendo las facies más someras del Cretácico en el área de estudio. Esto determina que sólo aparezcan pequeños retazos de materiales cretácicos pinzados entre las estructuras que han actuado durante el alpino.

El pliegue de Ituero corresponde a una de estas estructuras, constituida por una estrecha banda de arenas y dolomías localizada justo al sur de la localidad de ese nombre y limitada por fallas de desgarre orientadas entre N-S y N 10° E. Esta banda de

materiales cretácicos se encuentra plegada presentando un buzamiento que varía entre los 54° para las arenas y los 36° para las dolomías inmediatamente debajo de los materiales paleógenos, los cuales tienen un buzamiento semejante. La figura 4.35 es la representación estereográfica de los datos de estratificación, donde claramente se manifiesta esta variación en el buzamiento con el nivel estratigráfico. El eje del pliegue, cuyo flanco tendido está desmantelado por la erosión por lo que se han tomado valores próximos en los materiales paleógenos, es subhorizontal y con orientación N 68° E. En la misma figura puede verse un pequeño esquema de la estructura. Únicamente es visible el pliegue sinclinal, cuyo eje se encuentra situado cerca del contacto entre los materiales paleógenos y neógenos, y el flanco sur del pliegue muestra un aumento progresivo del buzamiento hasta las arenas en facies Utrillas, las cuales se apoyan en posición normal sobre granodioritas. Éstas se encuentran afectadas por dos fallas de orientación próxima a E-O que pueden constituir las fallas inversas que han dado lugar a la estructura, pero que debido al salto vertical y al escaso espesor de la cobertera, se encuentra casi totalmente erosionada.

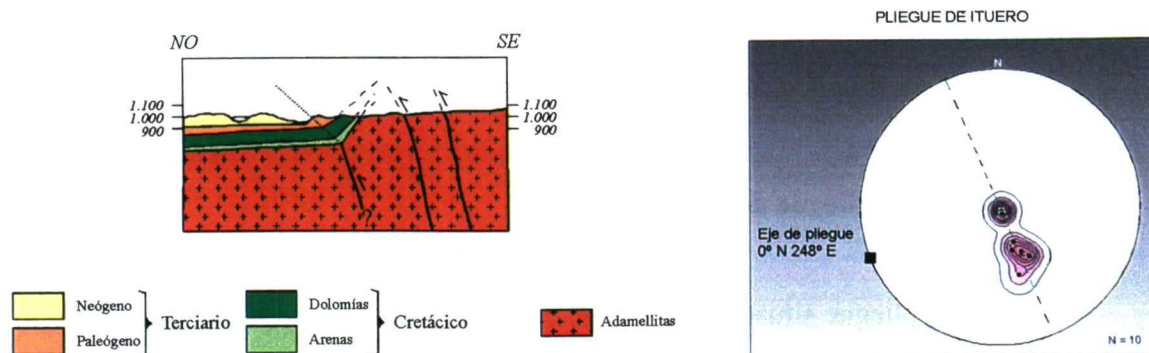


Figura 4.35. Proyección estereográfica de los polos de estratificación del pliegue cercano a la localidad de Ituro y esquema geológico de la estructura. Se observa cómo únicamente se conserva un sinclinal asimétrico en el que el buzamiento en el flanco sur disminuye hacia la superficie. Escala vertical igual a la horizontal.

4.3.2. FALLAS EN EL BASAMENTO SIN PLIEGUES ASOCIADOS

En este apartado se describen algunos ejemplos de fallas que superponen materiales del basamento sobre la cobertera mesozoica-cenozoica, sin que se observen pliegues desarrollados como consecuencia de ellas. En general, la observación de este tipo de estructuras es difícil, bien por el desarrollo de pliegues monoclinales en los materia-

les sedimentarios como consecuencia de la adaptación a la falla inversa y que ocultan a la misma, o bien porque la erosión o los materiales cuaternarios ocultan el contacto entre cobertera y basamento, ya que muy frecuentemente la traza de las fallas inversas se encuentra bajo depósitos de fondos de valles o coluviones.

Se describen aquí tres ejemplos de estas estructuras correspondiendo una de ellas a la parte más septentrional de la zona, en el macizo de Honrubia, otra al macizo de Santa María de Nieva, al noroeste, y la última de ellas en las cercanías de Villacastín, al oeste.

4.3.2.1. Canteras de Fuentenebro

Constituye un buen afloramiento dentro del Macizo de Honrubia (ver mapa del Anexo I), donde sobre materiales metamórficos del basamento se disponen sedimentos triásicos, jurásicos y cretácicos. Este afloramiento, situado al sur de la localidad de Fuentenebro, ha sido descrito por De Vicente y González Casado (1991) y se caracteriza por una sucesión de rocas metamórficas de las formaciones Alto Rey y Constante, constituidas por cuarcitas y alternancias de cuarcitas y metapelitas, con intrusiones de pegmatoides graníticos de edad Pérmica. En discordancia sobre estos materiales, se disponen conglomerados y areniscas rojizos del Buntsandstein, y en discordancia angular sobre ellos se encuentran las unidades cretácicas constituidas por arenas en facies Utrillas y dolomías (fig. 4.36). Materiales terciarios subhorizontales atribuidos al Mioceno superior se disponen discordantes sobre todas estas unidades.

Las fallas inversas presentan en este punto dirección NE-SO a casi E-O. En la figura 4.37 se observa cómo una falla inversa muy tendida, con dirección N 75° E y buzamiento de 15° al SO, superpone materiales metamórficos sobre areniscas pertenecientes al Buntsandstein. El contacto es difícil de distinguir debido a que la alteración hace que ambas unidades presenten un aspecto muy semejante. Existe asociada una roca de falla constituida por arcillas y algunos fragmentos de rocas, con un espesor de unos 5 cm. Buzamientos tan tendidos para las fallas inversas son muy raros en los casos en los que se ha podido observar, y unos metros más al sur de esta estructura aparece otra falla inversa con un buzamiento más elevado, semejante al deducido a partir de los modelos de pliegues asociados a fallas con basamento implicado descritos anteriormente, o al

caso de la falla cerca de Revilla también descrita. En este caso (figura 4.38), esquistos y cuarcitas paleozoicas se superponen a las areniscas del Buntsandstein mediante una falla inversa de dirección N 55° E y un buzamiento de 35° al sur. Una pegmatita subvertical con una zona de deformación en las areniscas Triásicas asociada a su emplazamiento puede observarse a la izquierda de la fotografía. En este caso, también se ha desarrollado una zona de falla, asociada a la falla inversa, constituida por arcillas y fragmentos de roca con un espesor de 15 cm, y que es fácilmente visible al presentar un color más oscuro que los materiales circundantes. De Vicente y González Casado (1991) deducen un acortamiento de dirección N 155° E para estas fallas, a partir del Análisis Poblacional de Fallas.

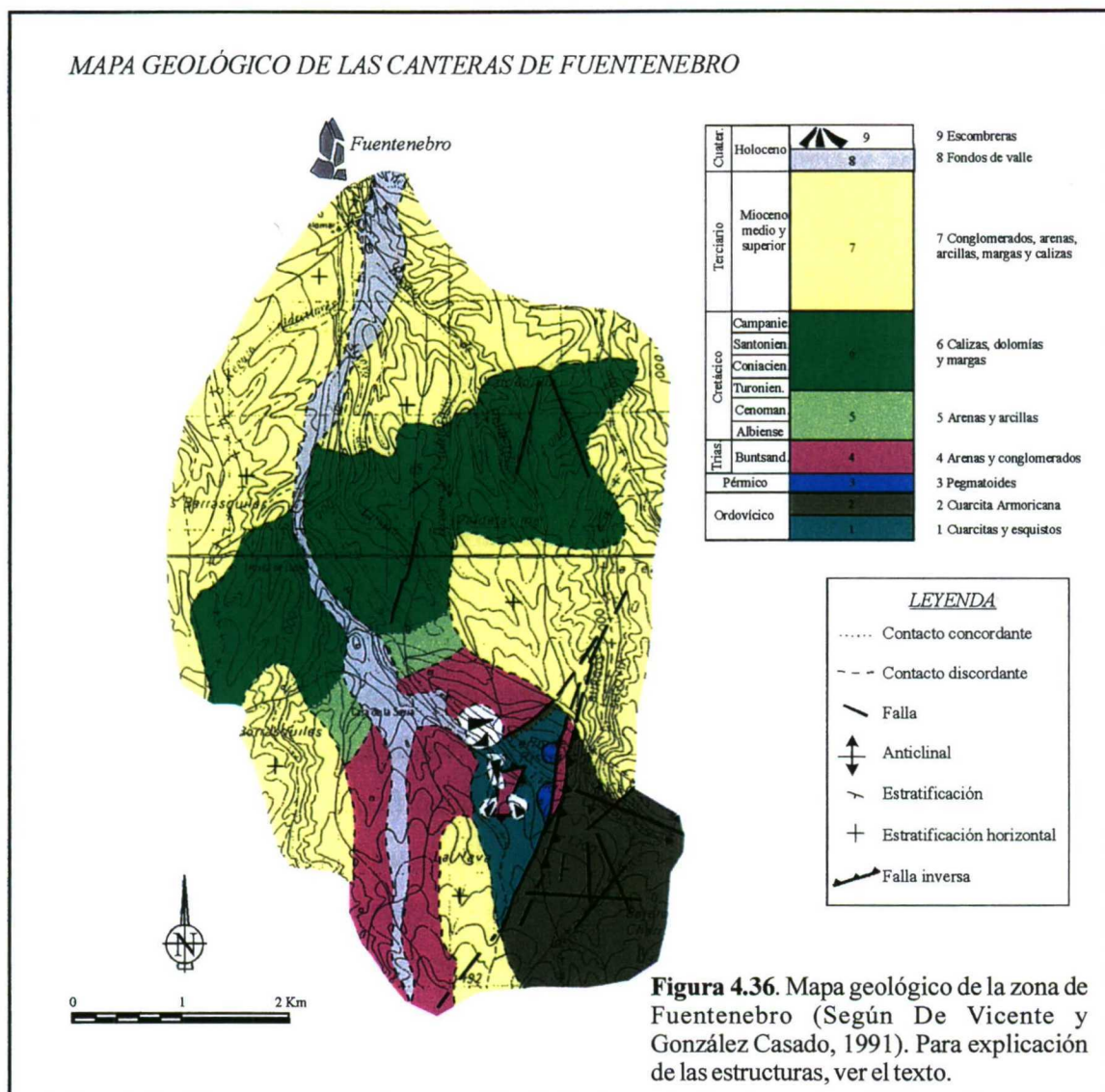




Figura 4.37. Foto de una falla inversa muy tendida que superpone materiales metamórficos paleozoicos sobre las areniscas del Buntsandstein en las proximidades de Fuentenebro. Se indica la orientación del plano de falla.

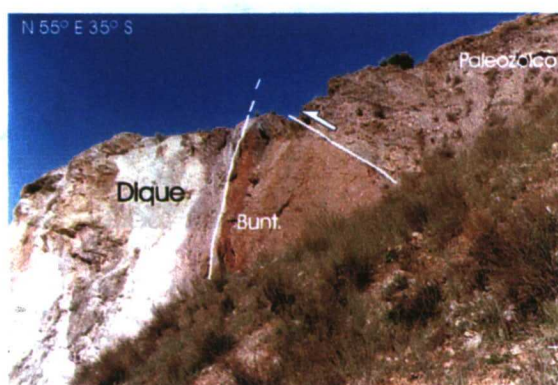


Figura 4.38. Foto de una falla inversa en las canteras de Fientenebro que superpone esquistos paleozoicos sobre materiales del Buntsandstein. La orientación y buzamiento de la falla se indica en la figura.

4.3.2.2. Falla de Carbonero el Mayor

Este afloramiento se encuentra dentro del Macizo de Santa María de Nieva (A en la figura 4.39), unos dos kilómetros al oeste de la localidad de Carbonero el Mayor. Se trata de un gran afloramiento de rocas metamórficas constituido por pizarras de edad Precámbrico-Ordovícico inferior limitadas al sur por rocas plutónicas hercínicas. Este contacto entre ambos grupos litológicos fue definido como un importante accidente tectónico extensional hercínico con movimiento de bloque de techo hacia el norte (Bergamín *et al.*, 1989). Los materiales del basamento desaparecen hacia el norte bajo los

depósitos terciarios y cuaternarios, de manera que la falla principal que constituye el borde norte del Sistema Central queda oculta bajo ellos. Sin embargo, en el borde sur de este macizo, los materiales cretácicos y paleógenos se encuentran cabalgados por medio de fallas inversas de orientación NE-SO a ENE-OSO. Éstas aparecen desplazadas por fallas de transferencia con dirección NO-SE a ONO-ESE. Como se aprecia en la cartografía, las fallas inversas dan lugar a pliegues monoclinales en la cobertera cretácica parcialmente desmantelados por la erosión (pliegues próximos a las localidades de Carbonero el Mayor, Armuña o Balisa, de NE a SO), subparalelos a las fallas que los originan.

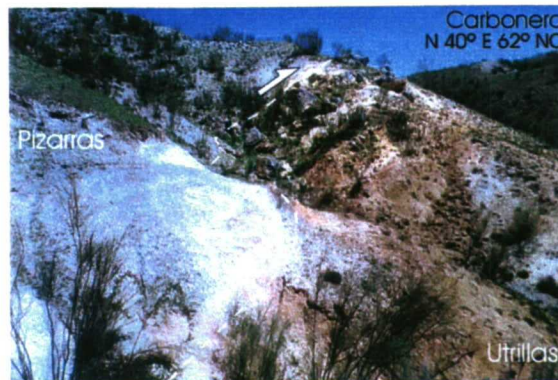


Figura 4.40. Foto de la falla inversa de las proximidades de Carbonero el Mayor, donde las pizarras paleozoicas se superponen sobre las arenas cretácicas en facies Utrillas. Se indica la orientación y buzamiento de la falla en la figura.

En el caso que nos ocupa, una falla inversa de orientación ONO-ESE, con un trazado de varios kilómetros desde un kilómetro al este de Miguel Ibáñez, donde queda oculta por materiales terciarios, hasta el sur de Carbonero el Mayor, constituye parte del límite meridional de este macizo. Esta falla se encuentra afectada por otras de orientación N 10°-20° E que han actuado como fallas de transferencia. El afloramiento descrito, y que se observa en la figura 4.40, se muestra como un ojal de arenas cretácicas en facies Utrillas limitado por la falla inversa principal ENE-OSO y otra de orientación mucho más nortada. Puede verse claramente cómo las pizarras se sitúan sobre las arenas mediante una falla de dirección N 40° E y un buzamiento de 62° al NO, constituyendo por tanto un retrocabalgamiento considerando que la dirección de transporte tectónico en el borde norte del Sistema Central es hacia el NO. Una importante alteración a partir del plano de falla es visible tanto en las arenas como en las pizarras, sin embargo la

MAPA GEOLÓGICO DEL MACIZO DE SANTA MARÍA DE NIEVA

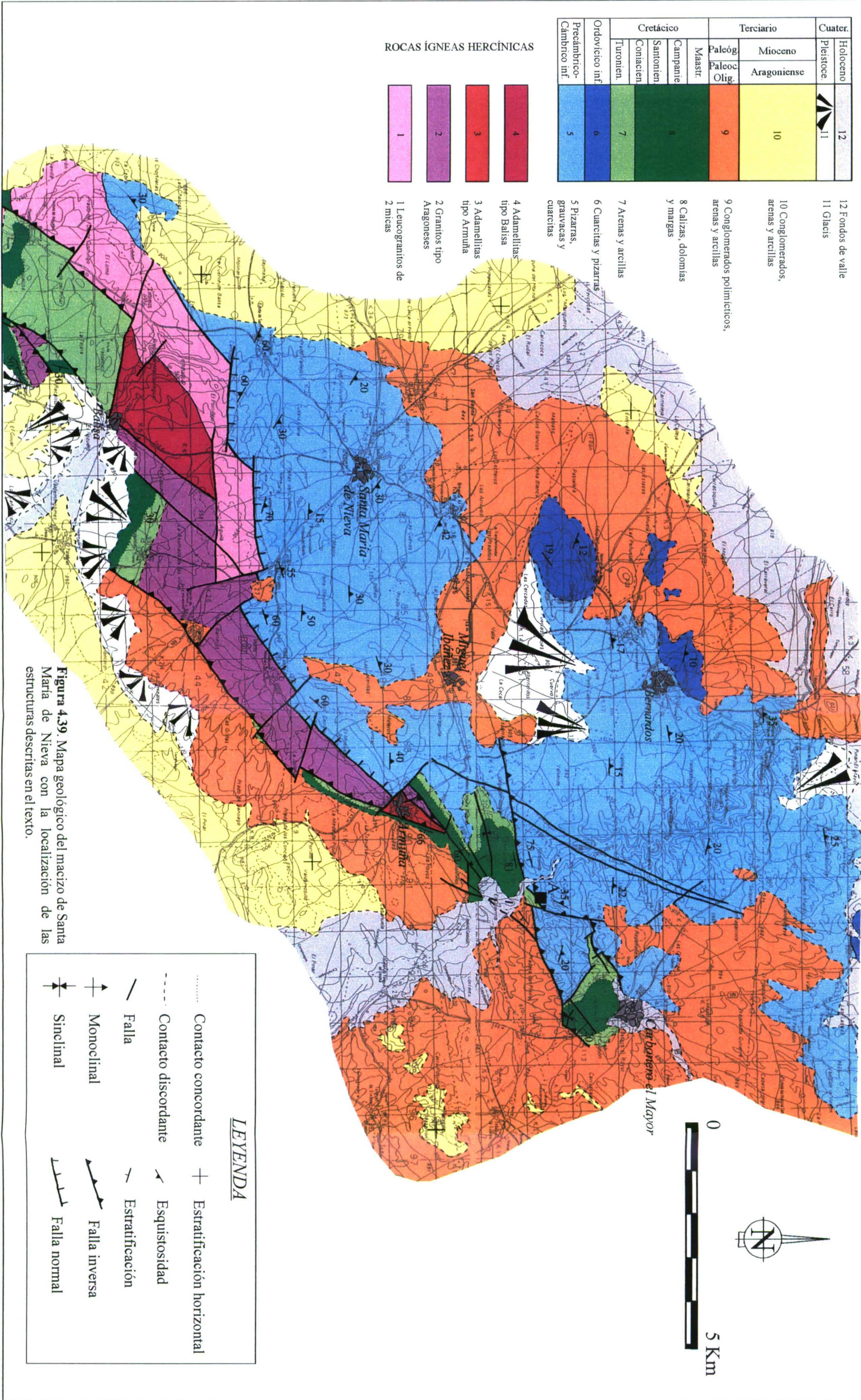


Figura 4.39. Mapa geológico del macizo de Santa María de Nieva con la localización de las estructuras descritas en el texto.

diferencia de color entre ambas unidades hace que esta falla inversa sea muy visible. Las pizarras presentan una esquistosidad con una dirección y buzamiento semejantes a los del cabalgamiento, lo que puede indicar que son estos planos los aprovechados por la falla inversa.

4.3.2.3. Falla de Zarzuela del Monte

Muy próximo a la localidad de Zarzuela del Monte, en la carretera que une Villacastín con Segovia, se encuentra un afloramiento (D en la figura 4.31) donde materiales granodioríticos correspondientes al basamento se superponen sobre arcosas atribuidas al Paleógeno. Éste ya fue descrito por Martín Escorza (1980), el cual supone una edad Mioceno superior para los materiales cabalgados por la falla y deduce una dirección de compresión próxima a N-S.

El afloramiento corresponde al extremo más occidental del área de estudio, donde la orientación general del Sistema Central ha cambiado a una dirección E-O y donde aparecen los últimos afloramientos de dolomías cretácicas, próximo al pliegue de Ituro anteriormente descrito. En esta zona, son muy numerosas las fallas de dirección N 10° E que actúan como fallas de transferencia de las fallas inversas de orientación general E-O, pero en este caso se observa una falla de dirección N 120° E y buzamiento de 48° al SO a partir de la cual las granodioritas tipo El Espinar cabalgan a materiales arcóscicos paleógenos (figura 4.41). Como se observa en la figura, la falla no presenta una geometría constante sino que aparece como zonas de mayor buzamiento y otras más tendidas, además del desarrollo de una importante roca de falla asociada. Esta roca de falla está constituida por una roca arcillosa de color entre rojo y marrón, de unos 20 a 30 cm de espesor, y con una fábrica paralela al plano de falla. Dentro de estas arcillas, aparecen algunos lentejones de la roca granodiorítica, alargados según el plano de falla. El carácter de esta falla, en relación a su orientación respecto a la dirección de compresión general N 155° E para la cadena y de las relaciones de campo, debe ser inverso-direccional.

Todos estos datos de modelos de pliegues asociados a fallas con basamento implicado, así como los sondeos descritos en la metodología, los datos de campo y la cartografía geológica, han sido integrados en la elaboración de una serie de cortes geológi-

cos perpendiculares a la dirección general del Sistema Central, que al ser tomados como modelos de partida para la elaboración de los modelos gravimétricos en 2+1/2 D, serán descritos en el apartado de gravimetría, utilizándolos entonces para describir la macroestructura de la cadena.



Figura 4.41. Foto de la falla inversa de las proximidades de Zarzuela del Monte, donde las adamellitas se superponen a materiales terciarios datados como Paleógeno. Se observa la geometría irregular del plano de falla, y su orientación se indica en la figura.

CAPÍTULO 5

MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

5. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

Los datos y resultados obtenidos mediante la aplicación del método gravimétrico en la zona de estudio se han dividido en esta Tesis en tres capítulos, de los cuales en el primero de ellos se van a exponer las características del mapa de anomalías de Bouguer.

Uno de los conceptos más importantes en el estudio del campo gravitatorio terrestre es el de anomalía. Las anomalías gravimétricas están asociadas a la existencia de masas de distinta densidad en la corteza. Este concepto tiene una aplicación fundamental en Geología, ya que permite investigar la distribución de cuerpos rocosos con distintas densidades, bien de una forma cualitativa, comparando el Mapa de Anomalías con el Mapa Geológico de la zona, o bien de una forma cuantitativa mediante la elaboración de modelos en dos y tres dimensiones que satisfacen los valores de las anomalías. La indeterminación inherente a este método, en el que una anomalía puede ser producida por cuerpos con distinta geometría y densidad, se palía estableciendo unos modelos iniciales, contruidos a partir de datos geológicos y datos geofísicos que limiten las soluciones posibles.

Con el fin de elaborar modelos de la corteza de la zona de estudio, se ha realizado un levantamiento gravimétrico a partir del cual se ha obtenido el mapa de anomalías de Bouguer, y se han medido densidades de las rocas, tanto en muestras recogidas en afloramientos como a partir de datos de sondeos.

5.1. LEVANTAMIENTO GRAVIMÉTRICO

El área escogida abarca la zona centro-oriental del Sistema Central, desde las estribaciones de Gredos hasta Somosierra, así como parte de las cuencas terciarias del Duero y Tajo, y la zona de enlace con la rama castellana de la Cordillera Ibérica. Para el estudio llevado a cabo en esta Tesis, se ha utilizado únicamente el mapa correspondiente al Sistema Central y las cuencas terciarias adyacentes, aunque constituye parte del mapa gravimétrico del Centro Peninsular que se ha llevado a cabo dentro del marco de los proyectos de la DGICYT PB 91/0397, PB 94/0242 y continúa el levantamiento en el proyecto PB 98/0846.

Los datos han sido tomados usando el gravímetro LaCoste&Romberg modelo G nº 953. Este tipo de gravímetro realiza medidas de gravedad relativa. Está dotado de un sistema de resortes no lineales que le proporciona una alta sensibilidad. Su precisión es de ± 0.01 mGals y presenta una deriva instrumental menor de 1 mGal al mes. El valor de gravedad se obtiene en unidades de aparato, por lo que para su transformación a miligales es necesario la utilización de las constantes de aparato proporcionadas por el fabricante para cada modelo. Puesto que el gravímetro proporciona valores relativos de gravedad, es necesario comenzar los recorridos en bases gravimétricas para poder transformar dichos relativos a medidas absolutas del valor de gravedad.

Por otra parte, las lecturas del gravímetro se ven afectadas por las mareas terrestres debidas a la atracción del sol y la luna. Este efecto puede corregirse mediante el cálculo del efecto gravitatorio de dichas mareas a partir de la fórmula de Longman (1959), lo que constituye la corrección lunisolar.

Los recorridos se establecieron de forma que la distribución de las estaciones fuera lo más homogénea posible. La dificultad de acceso ha limitado en algunas áreas este objetivo. En cada estación se ha realizado la medida de la cota y del campo gravitatorio. Además, con objeto de efectuar un cálculo de errores y comprobar la precisión de las medidas, se han realizado repeticiones de las mismas en numerosas estaciones.

5.1.1. DETERMINACIÓN DE LA COTA DE LAS ESTACIONES

Puesto que la cota de cada estación es fundamental para el valor de las reducciones, ésta debe determinarse también de la forma más precisa posible. Para ello, se ha utilizado un altímetro barométrico Pauling modelo MD-5 que tiene una precisión de ± 0.5 m. En algunas campañas se ha utilizado en su lugar un altímetro digital Thommen modelo TP90 con una precisión de ± 1 m y una sonda de temperatura para efectuar la corrección de temperatura en el momento de la lectura. Para reducir la deriva instrumental de los mismos debida a las variaciones de presión y temperatura, se ha medido durante el recorrido en vértices geodésicos o lugares de cota conocida. El error máximo cometido en el cálculo de la cota de cada estación será por lo tanto de ± 1 m, lo que su-

pone un error en la corrección de aire libre de ± 0.3086 mGal, que es un valor de error aceptable para un levantamiento gravimétrico de tipo regional.

5.1.2. MEDIDA DEL CAMPO GRAVIMÉTRICO

El procedimiento seguido es el habitual en levantamientos gravimétricos regionales: se parte del punto base y se miden los valores de gravedad de una serie de estaciones situadas en puntos cuya localización se conoce, volviendo a la base al finalizar el recorrido para determinar la deriva instrumental en el tiempo. De esta manera, la diferencia en las medidas correspondientes a la base acumulada durante el día se elimina para cada estación en función de la hora a la que se ha efectuado la medida en dichas estaciones.

El levantamiento gravimétrico se ha realizado mediante recorridos partiendo de bases de gravedad conocida pertenecientes a la red de bases de la Línea de Calibración Santander-Málaga (I.G.N., 1975), a la red de bases gravimétricas de España (I.G.N., 1975), así como cuatro bases enlazadas con la red de bases fundamental, una en Santa María la Real de Nieva (Segovia), otra en la estatua de Alfonso XIII situada en el Paraninfo de la Ciudad Universitaria de Madrid, otra en la estación de tren de Guadalajara y una última en la iglesia de Priego (Cuenca). Estas bases se enlazaron por necesidades de la campaña gravimétrica. Así pues, las bases totales utilizadas en la elaboración del mapa han sido (fig. 5.1):

- Iglesia de Cerezo de Abajo, situada en el lado izquierdo de la puerta principal, con un valor de gravedad observada de 979976.05 mGal.
- Iglesia de S. Ildefonso (Valladolid), situada en la esquina interior derecha del porche de entrada, con un valor de gravedad observada de 980097.32 mGal.
- Iglesia parroquial de Alcolea del Pinar, situada en el lado izquierdo de la puerta principal, con un valor de gravedad observada de 979952.87 mGal.
- Estación de ferrocarril de Cuenca, situada en el lado derecho de la fachada principal, con un valor de gravedad observada de 979881.53 mGal.

- Estación de ferrocarril de Soria, situada en el lado derecho de la cuarta puerta contando desde la esquina sur, con un valor de gravedad observada de 980028.58 mGal.
- Estatua de Alfonso XIII (Paraninfo, Univ. Complutense de Madrid), con un valor de gravedad observada de 979964.71 mGal.
- Estación de ferrocarril de Guadalajara, con un valor de gravedad observada de 980013.65 mGal.
- Fuente de Santa María la Real de Nieva (Segovia), con un valor de gravedad observada de 980009.06 mGal.
- Iglesia de Priego, situada en el lado izquierdo de la puerta principal, con un valor de gravedad observada de 979942.90 mGal.

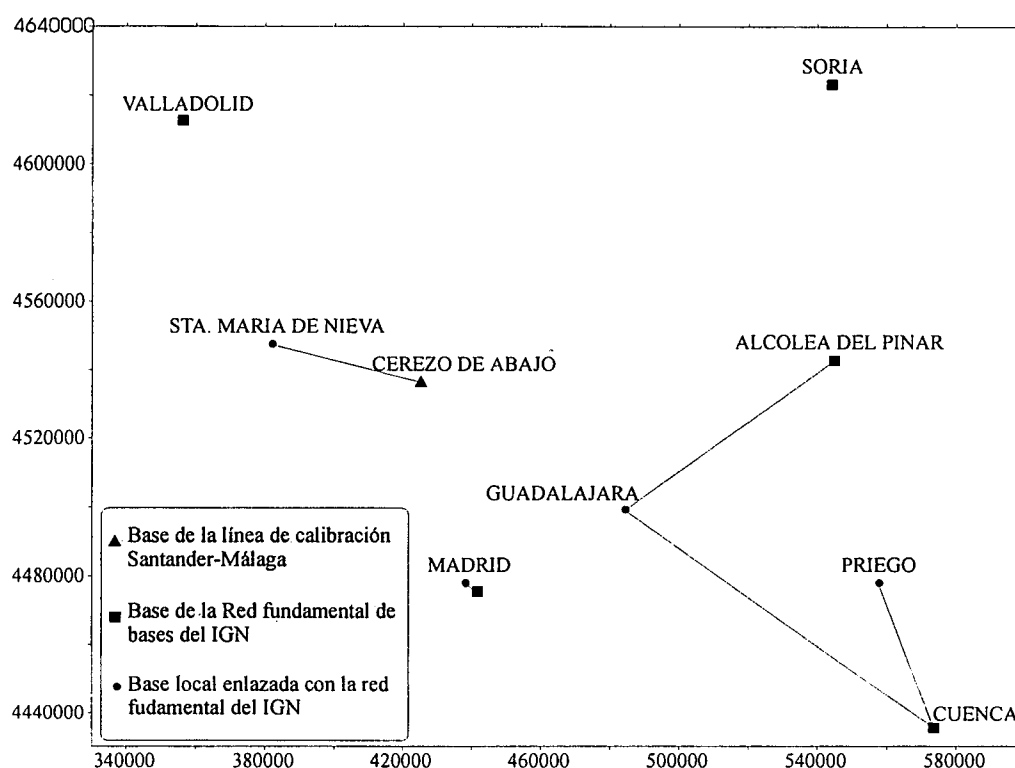


Figura 5.1. Localización de las bases gravimétricas utilizadas en el levantamiento del mapa de anomalías de Bouguer, donde se indican los recorridos de enlace entre bases. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

Los enlaces se realizaron mediante varios recorridos de ida y vuelta con bases de la red de bases gravimétrica de España, en los que se realizaron las correspondientes correcciones. La situada en Santa María de Nieva se enlazó con la base del I.G.N. en la iglesia de Cerezo de Abajo, la situada en el Paraninfo de la Ciudad Universitaria de Ma-

drid se enlazó con la base situada en el propio edificio del I.G.N., mientras que la de la estación de ferrocarril de Guadalajara se enlazó con la base de Alcolea del Pinar. Por último, la base de la iglesia de Priego se enlazó mediante recorridos con las bases de Cuenca y Guadalajara.

En las sucesivas campañas gravimétricas realizadas se ha cubierto un área que se extiende desde las provincias de Valladolid y Soria hasta las de Madrid y Cuenca, cubriendo un total de 23.657 km² donde han sido medidas 2.892 estaciones, con una densidad de 0,12 estaciones por km² (fig. 5.2). En cada una de estas estaciones, se han efectuado las correcciones necesarias para obtener la gravedad teórica y el valor de la anomalía de Bouguer completa.

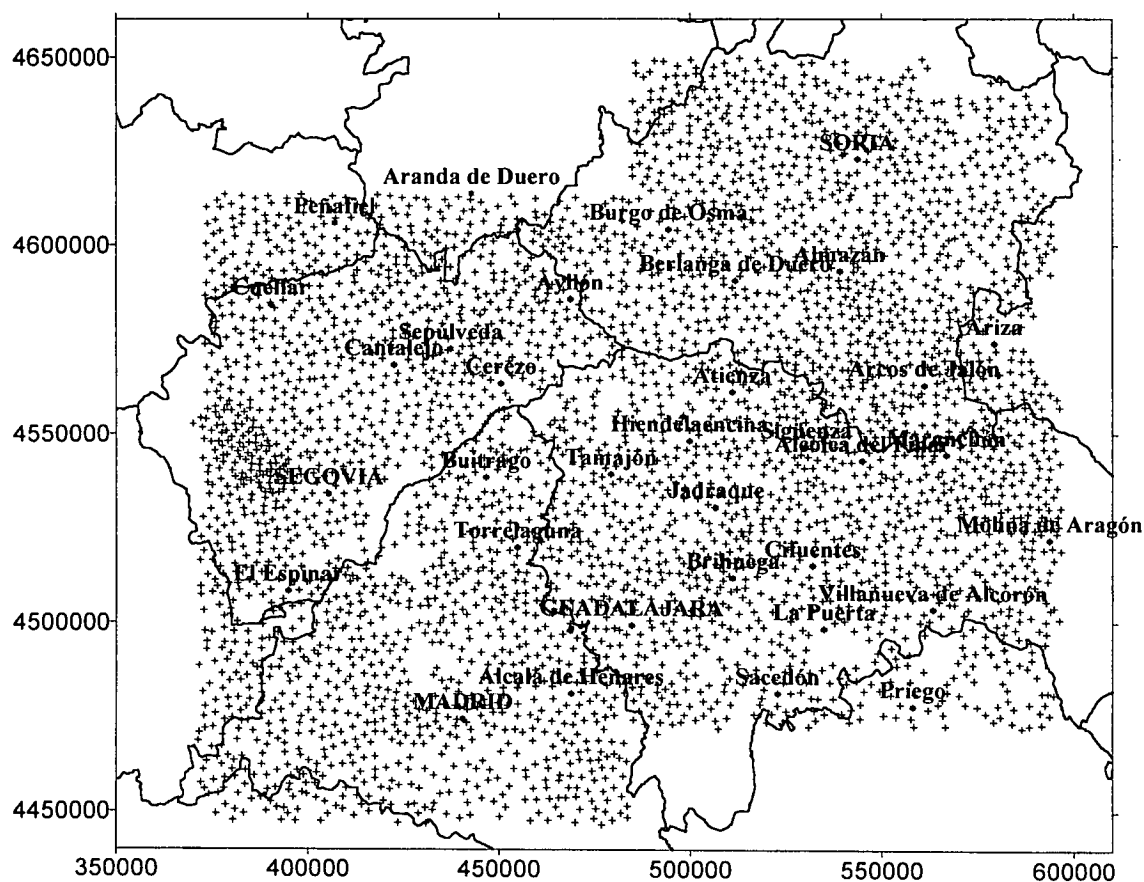


Figura 5.2. Mapa de situación de las estaciones gravimétricas utilizadas en la elaboración del mapa de Anomalías de Bouguer de la zona del centro peninsular. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

5.2 CÁLCULO DE LA GRAVEDAD TEÓRICA

El valor de la gravedad teórica en un punto de la superficie terrestre depende de una serie de parámetros que son:

- la latitud del punto (determina la gravedad normal)
- la altura del punto sobre el nivel del mar
- la densidad del material situado entre el punto y el elipsoide de referencia utilizado
- la curvatura terrestre
- la topografía que rodea a la estación gravimétrica
- la densidad de las masas situadas en profundidad

Para el cálculo de la gravedad normal, que es el valor teórico de la gravedad en un punto sobre el geoide, se ha utilizado la fórmula del World Geodetic System de 1984, según la cual, la Tierra es un elipsoide de coeficiente $f=1/298.25$, de manera que un punto sobre este elipsoide tiene una gravedad en función de su latitud definida por:

$$g_t = 978032.67714 \frac{(1 + 0.001931851385138639 \sin^2 \phi)}{\sqrt{(1 - 0.00669437999013 \sin^2 \phi)}}$$

expresado en miligales (mGal), siendo ϕ la latitud del punto.

Debido a que en el modelo de Tierra correspondiente al WGS de 1984 se incluye la masa total de la atmósfera, es necesario introducir una corrección para eliminar la atracción gravitatoria de dicha masa de atmósfera situada sobre la estación de medida. Esta corrección viene expresada por:

$$0.87 \exp^{-0.116 \cdot h^{1.047}}$$

siendo h la altura de la estación en kilómetros.

Puesto que la gravedad normal, y por tanto la teórica, depende en gran medida del posicionamiento correcto de las estaciones, es importante que este sea lo más exacto posible. En nuestro caso, se ha realizado a partir de mapas topográficos escala 1:50.000

del Servicio Geográfico del ejército, serie L, mediante la elección de lugares de fácil identificación (cruces de caminos y carreteras, iglesias, vértices geodésicos, etc.) con una precisión estimada de ± 50 m.

Como el gradiente gravimétrico en dirección N-S viene expresado por la relación:

$$0.812 \sin 2\phi \text{ mGal/Km}$$

tomando una latitud media para la zona de estudio de 41° y la precisión antes mencionada de ± 50 m, podemos estimar el error máximo en el levantamiento debido al posicionamiento de las estaciones en ± 0.04 mGal.

5.2.1. REDUCCIONES Y CORRECCIONES DE LAS MEDIDAS EXPERIMENTALES

Con el fin de que sean comparables estaciones situadas a diferentes cotas, hay que efectuar una serie de reducciones al valor de la gravedad normal en cada estación. Estas son las siguientes:

Reducción del efecto de aire libre

Se debe a que las distintas estaciones de medida no se encuentran a la misma cota respecto al nivel del mar. Se calcula por tanto el gradiente de la gravedad en la vertical, que viene definido por la ecuación:

$$\Delta g_{al} = 0.3086 \cdot h$$

siendo h la altura en metros.

Reducción del efecto de la lámina de Bouguer

Se debe a la atracción que ejerce el material situado entre la estación de medida y el elipsoide de referencia. Se calcula entonces la atracción producida por dicho material, que se denomina lámina de Bouguer ya que se considera una lámina de altura igual

a la de la estación y de extensión infinita con una densidad σ . Su valor en miligales se expresa mediante la ecuación:

$$\Delta g_b = 2\pi \cdot G \cdot \sigma \cdot h = 0.0419 \cdot \sigma \cdot h$$

donde:

h es la altura en metros

σ es la densidad en gr/cc

La densidad considerada para la lámina de Bouguer, llamada densidad de reducción, se le ha asignado un valor de 2.67 gr/cc, que corresponde al valor medio de la corteza superior.

Corrección de curvatura

Se efectúa para eliminar el efecto que supone el hecho de considerar que la lámina de Bouguer no se ve afectada por la curvatura de la Tierra. El valor de dicha corrección expresado en miligales viene definido por la expresión:

$$C = -1.4639108 \cdot 10^{-3} \cdot h + 3.537715 \cdot 10^{-7} \cdot h^2 - 4.449648 \cdot 10^{-14} \cdot h^3$$

Corrección topográfica

La reducción de la lámina de Bouguer considera que la topografía alrededor de la estación es plana, lo que generalmente es falso debido a la existencia de valles y montañas, y por lo tanto, de defectos y excesos de masa respecto a la lámina de Bouguer. La corrección topográfica calcula el efecto gravimétrico producido por la topografía existente alrededor de la estación y corregirlo así al valor de gravedad teórica.

La corrección topográfica se ha llevado a cabo en dos partes, la realizada hasta los 170 m. directamente en el campo (corrección cercana) y la efectuada de 170 m. a 22 Km. mediante un modelo digital del terreno (corrección lejana).

La corrección cercana se ha llevado a cabo mediante el método de Hammer (1939), que divide la topografía alrededor de cada estación en una serie de zonas o coronas circulares constituidas por sectores. Estimando en el campo la diferencia de cota entre la estación y la altura media de cada sector, se obtiene su corrección topográfica directamente a partir de las tablas calculadas para ese fin.

La corrección lejana se ha estimado a partir de un modelo digital consistente en una serie de prismas cuadrados cuya arista es igual al paso de malla y cuya altura es igual al valor medio de la topografía en dicho prisma. En nuestro caso, el modelo digital se ha obtenido mediante la digitalización de la cartografía a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército, serie L, digitalizándose todas las curvas de nivel maestras y los puntos singulares (vértices geodésicos, fondos de valle, etc.) e interpolándose posteriormente los datos mediante el método del *kriging* con una malla de 250 m. de espaciado. A partir de estos datos, se utiliza el algoritmo de Kane (1962) para calcular el efecto que ejerce cada prisma sobre la estación de medida, en función de la distancia y la diferencia de cotas entre cada prisma y la estación (fig. 5.3). La corrección topográfica total sería la suma de la producida por cada uno de los prismas respecto a la distancia a la estación.

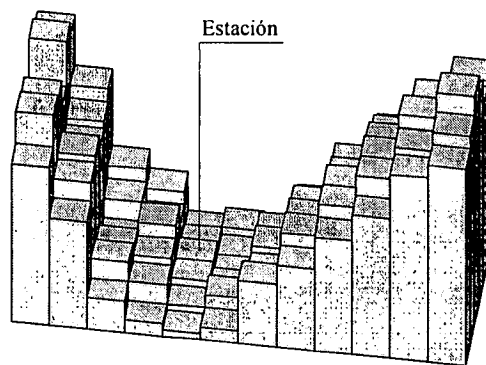


Figura 5.3. Representación mediante prismas de la topografía alrededor de la estación de gravimetría.

Puesto que la fórmula de la atracción gravitatoria de un prisma consta de 24 términos, es más sencillo para su cálculo asimilarlo a la atracción de un segmento de anillo

circular (fig. 5.4). Como se observa en la figura, la atracción gravitatoria debida a un prisma de altura H y arista A puede asimilarse a un segmento de anillo circular de igual altura y de radios interno y externo R_1 y R_2 respectivamente, siendo la expresión de la forma:

$$g = 2G\sigma A^2 \frac{\left(R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2}\right)}{\left(R_2^2 - R_1^2\right)}$$

R_1 y R_2 pueden ser remplazados por $(R-C)$ y $(R+C)$, siendo R la distancia desde la estación gravimétrica al centro del prisma y C es una constante que se obtiene comparando el resultado de la fórmula anterior para el segmento de anillo circular con la fórmula rigurosa para la atracción del prisma equivalente, y su valor viene dado por $0.63 \cdot A$. De este modo, la fórmula para la atracción gravimétrica quedaría de la forma:

$$g = \frac{G\sigma A \left(1.26A + \sqrt{(R - 0.63A)^2 + H^2} - \sqrt{(R + 0.63A)^2 + H^2}\right)}{1.26R}$$

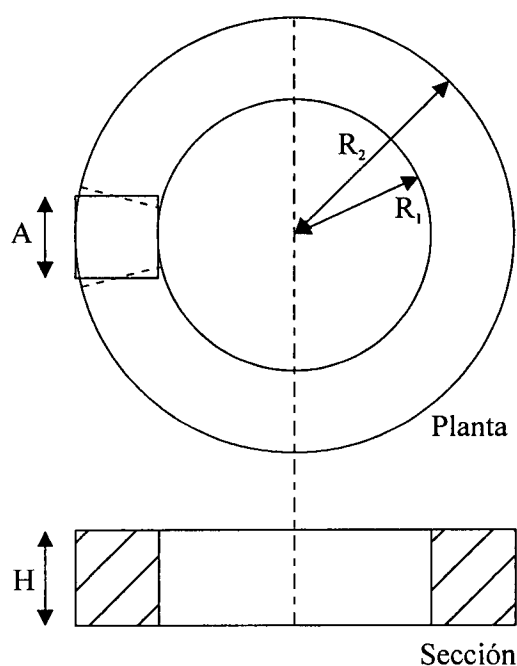


Figura 5.4. Elementos geométricos utilizados en el algoritmo de cálculo de la atracción gravitatoria de un segmento de anillo circular.

Para la zona central de la Península Ibérica estudiada, los valores de corrección topográfica obtenidos se muestran en la figura 5.5. Para la corrección cercana, llevada a cabo directamente en el campo hasta los 167 metros de la estación, la figura 5.5a muestra que la clase con mayor frecuencia es la comprendida entre 0.2 y 0.4 mGal, correspondiendo el 92.2% de las observaciones a correcciones topográficas entre 0 y 0.4 mGal. Para el caso de la corrección topográfica lejana, entre 167 m y 22 Km, realizada a partir del modelo digital del terreno y mediante el método descrito anteriormente, la máxima frecuencia de los valores de corrección (fig. 5.5b) corresponden al intervalo entre 0.25 y 0.5 mGal, mientras que el 84.4% de las observaciones presentan correcciones inferiores a 1 mGal, aunque existen un total de 68 estaciones con corrección mayor de 4 mGal que lógicamente están asociadas a las zonas de mayor relieve del Sistema Central. Con el fin de comprobar la correlación entre los valores de corrección topográfica lejana calculados y la topografía, se ha elaborado un mapa (fig. 5.6) resultado de interpolar dichos valores de corrección. Puede verse cómo las curvas de isocorrección presentan la misma distribución en general que las curvas de nivel topográficas, presentando los valores mayores en las zonas de mayor relieve del Sistema Central y la Cordillera Ibérica, o bien en zonas con encajamientos importantes de los ríos.

5.3. CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER

Una vez realizadas todas las reducciones y correcciones descritas, se puede calcular el valor de la anomalía de Bouguer completa (AB), mediante la fórmula:

$$AB = g_e - g_i + (\Delta g_{at} - \Delta g_b + C + T)$$

donde:

g_e es la gravedad experimental medida en el campo

C es la corrección de curvatura

T es la corrección topográfica

La corrección topográfica de cada estación se ha realizado hasta 22 Km con el algoritmo de Kane (1962), como se ha descrito anteriormente, y hasta 167 Km con el método de Plouff (1977). Para la corrección de Bouguer se ha utilizado una densidad de reducción de 2.67 gr/cm³.

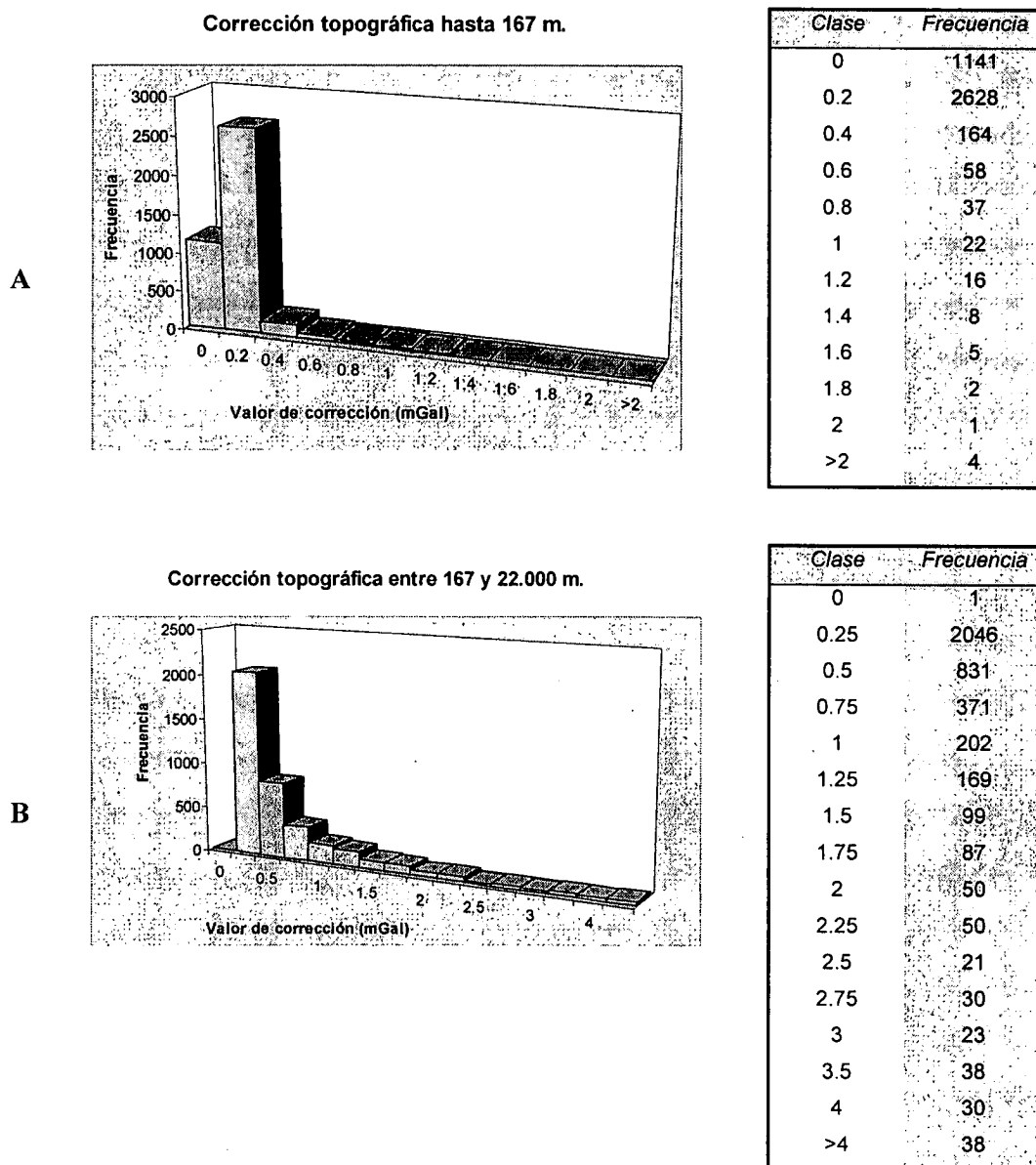


Figura 5.5. Histogramas de distribución de la corrección topográfica.

5.4. CÁLCULO DEL ERROR DEL LEVANTAMIENTO

La duplicación de un 8.85% de las estaciones (256 estaciones en total) ha permitido realizar el cálculo de errores tanto de gravedad como altimétricos en el levantamiento efectuado. De esta manera, y sumando los errores debidos a posicionamiento de

las estaciones, altura e instrumentales se ha obtenido un error total para el levantamiento de ± 1.85 mGal (ver tabla 5.1).

Tipo de error	Valor del error	Valor en miligales
Posicionamiento	± 50 m	± 0.04 mGal
Cota	± 3.61 m	± 1.519 mGal
Lectura de gravímetro	± 0.296 mGal	± 0.296 mGal
Error acumulado		± 1.85 mGal

Tabla 5.1. Valores de los distintos errores calculados para el mapa de anomalías de Bouguer.

5.5. OBTENCIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

A partir de los datos mencionados, se ha obtenido un mapa de anomalías de Bouguer mediante la interpolación a una malla regular utilizando el programa Surfer 6.01 (1995) de Golden Software. Debido a la distribución espacial de los datos, se tomó como óptimo un espaciado de la malla de 3.000 metros en ambas direcciones. La interpolación se realizó mediante el método del *kriging*, utilizando un variograma lineal sin deriva y sin efecto pepita, siendo los factores de escala y longitud 164 y 152.000 respectivamente. El radio de búsqueda utilizado fue de 20.000 metros, y ésta se efectuó por octantes, con la condición de que hubiera un número mínimo de cinco datos por nodo de la malla y un máximo de 3 por sector. Posteriormente al proceso de interpolación y para que la presentación gráfica fuera más suavizada, se llevó a cabo un *spline* de la malla de manera que insertara filas y columnas hasta obtener una malla final de 181 filas por 130 columnas con un espaciado de 1.000 metros en ambas direcciones.

A partir del error de levantamiento del mapa, y teniendo en cuenta la Norma Gravimétrica española (IGME-AITEMIN, 1982), el intervalo para las curvas isoanómalas ha sido de 2 mGal (fig. 5.7)

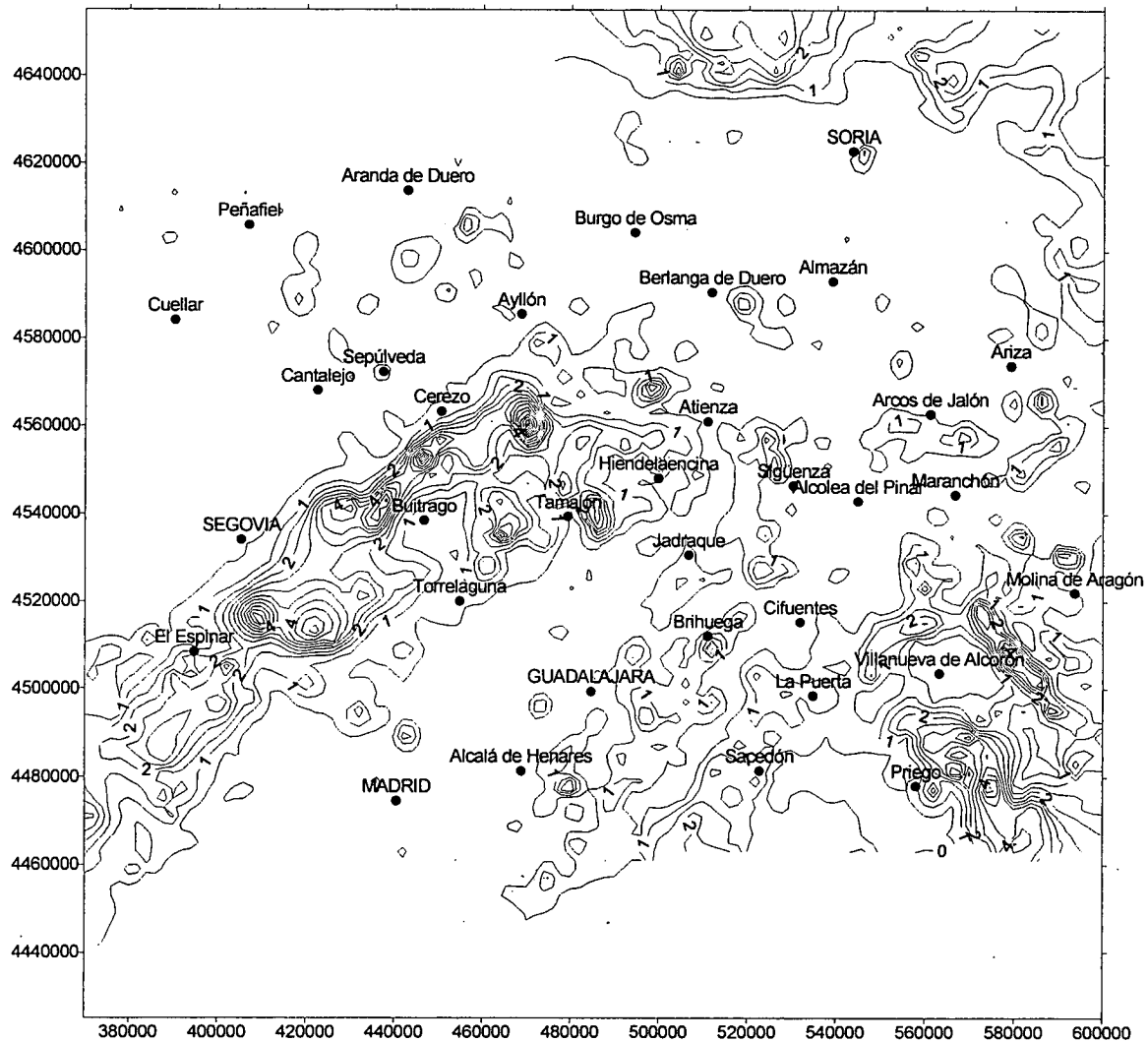


Figura 5.6. Mapa donde se muestran las curvas de isovalores para la corrección topográfica lejana (de 167 m a 22.000 m.) en el Centro Peninsular.

Posteriormente y con el fin de obtener un mapa que abarcara una zona mayor con una longitud de onda que permitiera abordar el estudio más regional de la corteza en esta región, estos datos se han orlado hasta un área total de 99.856 km² con datos del I.G.N. (Mezcua *et al.*, 1996), con lo cual la superficie cubierta excede la longitud de onda del descenso del Moho bajo el Sistema Central (Suriñach y Vegas, 1988; Tejero *et al.*, 1996). La comparación entre los valores de anomalía de Bouguer obtenidos en el levantamiento antes descrito con los datos de Mezcua *et al.* (1996) para una serie de 469 estaciones comunes ha revelado que el error entre ambos conjuntos de datos es de ± 0.88 mGal, lo que supone una congruencia de ambos conjuntos de datos y permite su integración e interpretación conjunta sin diferencias significativas para un estudio gravimétrico regional.

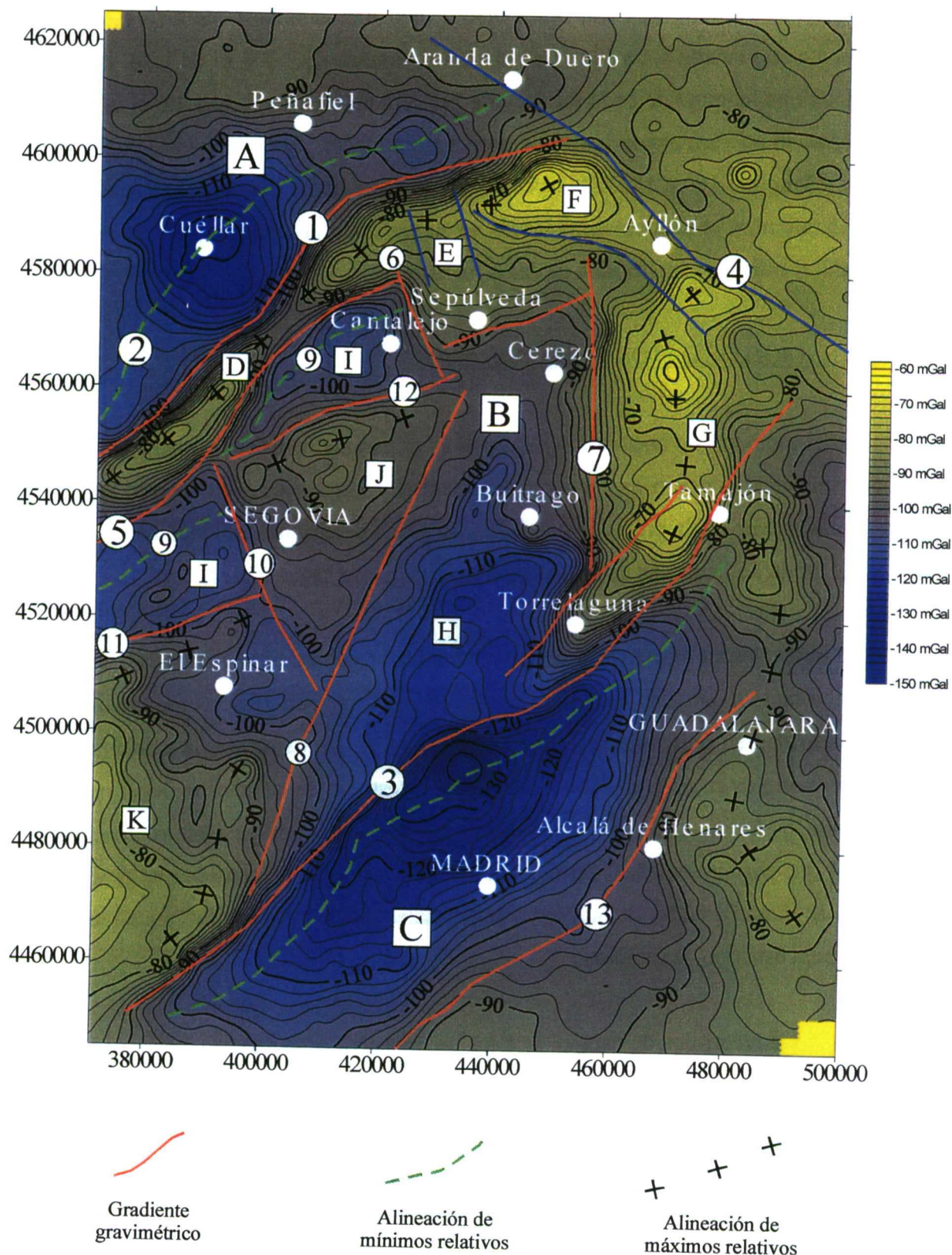


Figura 5.7. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona estudiada donde se han diferenciado los principales gradientes gravimétricos y características del mismo, descritos en el texto. Intervalo de isonómalas 2 mGal. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

Todos estos datos han sido interpolados mediante el método de *kriging* obteniendo una malla cuadrada de 106 filas por 106 columnas de 3.000 m de lado, lo que proporciona una longitud de onda máxima de 315 Km en cada dirección. En el *kriging* se ha empleado un variograma linear sin deriva y sin efecto pepita, siendo los factores de escala y longitud 166 y 152000 respectivamente. El radio de búsqueda empleado ha sido de 15.000 m, y el método de búsqueda se ha realizado por octantes, con la condición de que el mínimo número total de datos fuera de 5.

5.6. OBTENCIÓN DE DATOS DE DENSIDADES

En el método gravimétrico, la densidad es el parámetro físico fundamental que va a determinar la mayor o menor atracción gravitatoria que ejerza un cuerpo. Por lo tanto, cuanta mayor sea la precisión con la que se pueda determinar este parámetro, mayor será el grado de fiabilidad de las interpretaciones que se hagan *a posteriori*.

La obtención de la densidad de los materiales presentes en una zona puede llevarse a cabo tanto a partir de muestras de roca recogidas en superficie como mediante datos de densidad en profundidad recogidos en sondeos. Normalmente, la cantidad de sondeos disponibles en un área determinada para un estudio de carácter regional no es muy elevado, y de los sondeos existentes sólo una parte de ellos presenta registro de *density log* que permita obtener información sobre la variación de densidad en profundidad, por lo que el estudio de muestras superficiales es el método más comúnmente empleado para este tipo de estudios.

Mediante recorridos de campo, se hace un muestreo procurando recoger el mayor número de litologías posible representativas de los materiales aflorantes. Las muestras deben ser frescas para evitar que los valores de densidad obtenidos estén falseados por el efecto de la alteración. La toma de varias muestras de una misma litología permite obtener los rangos de variación de densidad para cada material aflorante, lo que es importante desde el punto de vista estadístico del valor de densidad final obtenido.

Para el caso de muestras de roca no disgregable, como corresponde a los materiales del basamento y la cobertera mesozoica del área de estudio, se ha empleado el método consistente en obtener el peso de la muestra en el aire mediante una balanza de

precisión, posteriormente sumergir la muestra en agua y medir de nuevo su peso y el volumen de agua desplazado, y a partir de esos datos determinar el valor de la densidad de la muestra y otros parámetros.

La obtención de densidades se ha llevado a cabo en los laboratorios del I.T.G.E. en Tres Cantos mediante el método descrito y según la normativa de Rocas Ornamentales UNE-22-182-85. En los informes proporcionados por los laboratorios, se indica para cada muestra los valores de peso específico real, peso específico aparente, el tanto por ciento de absorción y el tanto por ciento de porosidad. Estos últimos valores son interesantes para tener una referencia del grado de fracturación y/o porosidad primaria de las muestras, que puede ser relevante cuando los materiales están próximos a la superficie. A profundidades donde la presión litostática empieza a ser importante, estas fisuras y huecos se cierran por compactación, de manera que el peso específico real es el que mejor representa la densidad real de la roca.

A continuación se expondrán los resultados de dichos análisis, además de los datos obtenidos mediante los registros de *density-log* de los escasos sondeos que disponen del mismo en la zona, fundamentalmente para los materiales que constituyen el relleno sedimentario.

5.6.1. DENSIDADES OBTENIDAS A PARTIR DE MUESTRAS DE ROCA

La figura 5.8 muestra la localización espacial de las muestras de las que se ha obtenido valores de densidades, así como los tres sondeos con *density-log* utilizados (Baidés-1, Olmos y La Seca).

Se ha recogido y analizado un total de 101 muestras en las que se ha intentado que estuvieran presentes todas las litologías representativas de la geología del área de estudio, abarcando desde los materiales metamórficos y plutónicos prehercínicos y hercínicos, materiales sedimentarios mesozoicos (Triásico, Jurásico y Cretácico) así como terciarios (Paleógeno). La tabla 5.2 recoge todos los datos de posición, litología, edad, densidad y características de las muestras.

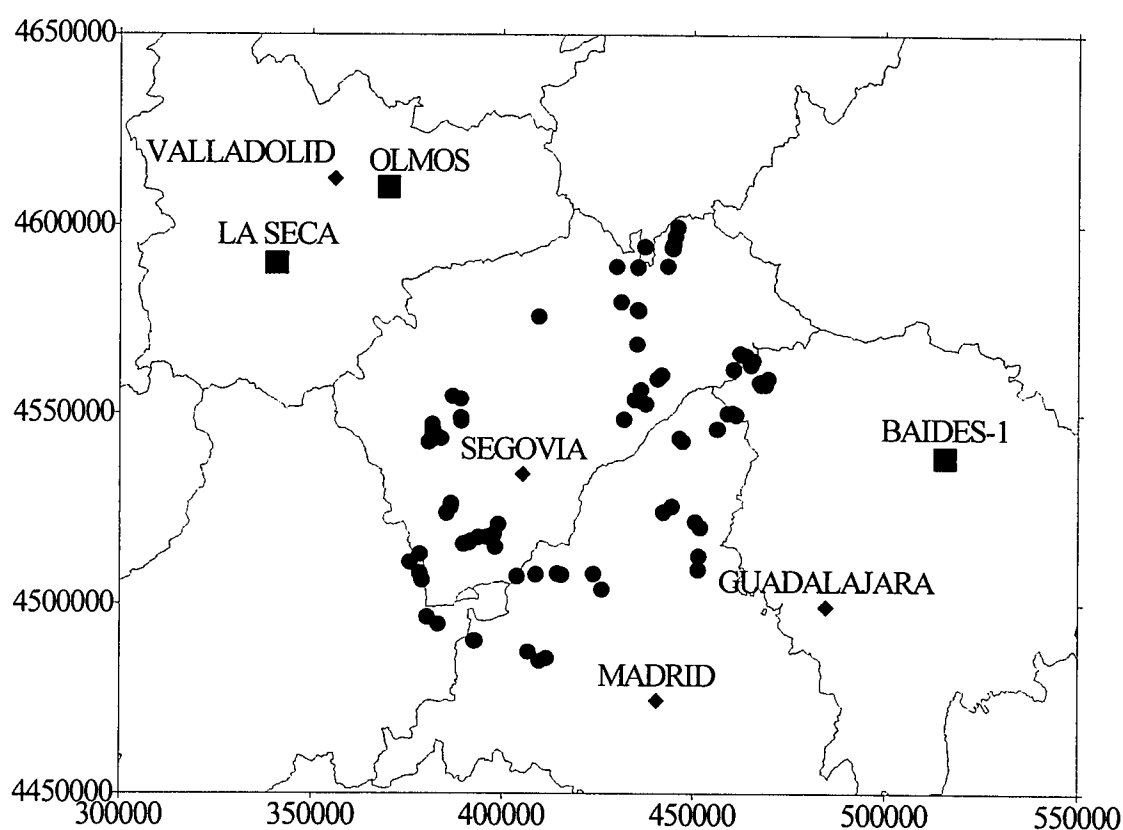


Figura 5.8. Localización de los puntos donde se han recogido muestras de roca para la determinación de densidades (círculos negros) así como los tres sondeos de los que se disponía de registro de *density log* (cuadrados negros). Coordenadas UTM en metros, huso 30.

MUESTRA	X UTM	Y UTM	LITOLOGÍA	DEN- SIDAD (gr/cm ³)	EDAD	OBSERVACIONES
D1	445150	4597200	DOLOMÍA	2.71	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA
D2	445750	4599550	DOLOMÍA	2.76	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. MONTEJO DE LA VEGA
D3	437100	4594500	ARENISCA	2.65	BUNTSAND- STEIN	MUESTRA FRESCA
D4	437150	4594450	ESQUISTO	2.72	ORDOVÍCICO	MUESTRA FRESCA
D5	441600	4560350	UTRILLAS	2.77	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA
D6	441600	4560350	DOLOMÍA	2.61	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. CAS- TROJIMENO
D7	440500	4559300	LEUCONEIS GLANDULAR	2.70	PREHERCÍNI- CA	MUESTRA FRESCA
D8	436150	4556450	LEUCONEIS	2.67	PREHERCÍNI- CA	MUESTRA FRESCA
D9	398900	4520950	ADAMELLITA	2.64	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO OTERO DE HERREROS
D10	385300	4523900	ADAMELLITA	2.66	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO EL ESPINAR
D11	381700	4545750	METASAMITA MOSQUEADA	2.72	CÁMBRICO INF.	MUESTRA FRESCA
D12	381700	4545750	METAPELITITA MOSQUEADA	2.80	CÁMBRICO INF.	MUESTRA FRESCA
D13	381550	4547200	PIZARRA	2.74	CÁMBRICO INF.	MUESTRA FRESCA
D14	381600	4544600	LEUCOGRANITO	2.63	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA

MUESTRA	X UTM	Y UTM	LITOLOGÍA	DENSIDAD (gr/cm ³)	EDAD	OBSERVACIONES
D15	380600	4542500	ADAMELLITA PORFÍDICA	2.65	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, ADAMELLITA TIPO BALISA
D16	381600	4543250	DIQUE INTERMEDIO	2.95		MUESTRA FRESCA
D17	383850	4543500	GRANITO	2.61	HERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, TIPO ARAGONESES
D18	389100	4548150	ADAMELLITA	2.62	HERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, TIPO ARMUÑA
D19	389100	4548900	DOLOMIA	2.72	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. CASTROJIMENO
D20	389000	4549000	UTRILLAS	2.60	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. AR. Y ARC. SEGOVIA
D21	386850	4554650	PIZARRA	2.69	ORDOVÍCICO INF.	MUESTRA FRESCA
D22	388950	4553950	PIZARRA NEGRA	2.76	CAMBRICO INF.	MUESTRA FRESCA, CANTE-RAS DE BERNARDOS
D23	386500	4526300	UTRILLAS	2.56	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. AR. Y ARC. SEGOVIA
D24	386450	4526350	DOLOMÍA	2.66	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA SEMIFRESCA, FM. CASTROJIMENO
D25	386450	4526350	DOLOMÍA	2.68	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA SEMIFRESCA, FM. CASTROJIMENO
D26	385300	4523900	ADAMELLITA	2.60	HERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, TIPO EL ESPINAR
D27	386300	4525400	LEUCOGRANITO	2.66	HERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA
D28	391450	4516500	ORTONEIS GLANDULAR	2.65	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA
D29	391350	4516300	LEUCONEIS	2.62	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA
D30	389700	4515850	R. SILIC. CALC.	2.73	PREORDOVÍCICO	MUESTRA FRESCA, AFLO-RAMIENTO EL CALOCO
D31	393650	4517550	DOLOMÍA	2.63	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. CASTROJIMENO
D32	396050	4517650	ORTONEIS GLANDULAR	2.72	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA
D33	396050	4517650	ORTONEIS GRANO FINO	2.63	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA
D34	397750	4518350	ADAMELLITA	2.62	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO OTERO DE HERREROS
D35	398150	4515050	ADAMELLITA	2.66	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO EL ESPINAR
D36	444650	4595050	CALIZA	2.71	JURÁSICA	MUESTRA SEMIFRESCA
D37	444350	4594200	CUARCITA	2.71	ORDOVÍCICA	MUESTRA FRESCA
D38	444450	4594100	PIZARRA NEGRA	2.78	ORDOVÍCICA	MUESTRA SEMIFRESCA
D39	444300	4594150	ESQUISTO ES-TAUROLÍTICO	2.52	ORDOVÍCICA	MUESTRA SEMIFRESCA
D40	444550	4593950	NEIS GLANDULAR	2.67	PRECAMBRI-CA	MUESTRA FRESCA
D41	443150	4589300	ARENISCA	2.43	BUNTSAND-STEIN	MUESTRA SEMIFRESCA
D42	435400	4589100	ARENISCA	2.69	BUNTSANDS-TEIN	MUESTRA FRESCA
D42B	435350	4588950	CALIZA	2.65	JURÁSICA	MUESTRA FRESCA
D43	429800	4589150	CALIZA	2.78	JURÁSICA	MUESTRA FRESCA
D44	430950	4579800	DOLOMÍA	2.64	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. VA-LLE DE TABLADILLO
D45	435300	4577750	DOLOMÍA	2.70	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, C2
D46	435350	4577650	DOLOMÍA	2.68	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, C3
D47	435500	4577500	DOLOMÍA	2.58	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, C4
D48	435600	4577450	DOLOMÍA	2.67	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, C5
D49	435150	4568500	DOLOMÍA ARE-NOSA	2.49	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA. FM. VA-LLE DE TABLADILLO
D50	434600	4553750	NEIS GLANDULAR	2.67	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA

MUESTRA	X-UTM	Y-UTM	LITOLOGÍA	DENSIDAD (gr/cm ³)	EDAD	OBSERVACIONES
D51	436050	4553550	PARANEIS	2.77	PREORDOVÍ- CICA	MUESTRA SEMIFRESCA
D52	437450	4552650	NEIS GLANDULAR	2.64	PREHERCÍNI- CA	MUESTRA FRESCA
D53	431800	4548550	LEUCONEIS	2.66	PREHERCÍNI- CA	MUESTRA SEMIFRESCA
D54	447100	4542800	NEIS BANDEADO BIOTÍTICO	2.72	PREHERCÍNI- CA	MUESTRA FRESCA
D55	446300	4543650	PARANEIS	2.67	PREORDOVÍ- CICA	MUESTRA ALTERADA
D56	460500	4561850	MICAESQUISTO	2.72	PRECÁMBRI- CA	MUESTRA SEMIFRESCA
D57	462100	4566150	NEIS GLANDULAR	2.74	PREHERCÍNI- CA	MUESTRA FRESCA, NEIS DE RIAZA
D58	462750	4565700	ESQUISTO	2.71	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. CONSTANTE
D59	462850	4565650	CUARCITA	2.67	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. CONSTANTE
D60	463650	4565500	ROCA SILICATOS CÁLCICOS	2.68	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. CONSTANTE
D61	464850	4564350	CUARCITA	2.66	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. ALTO REY
D62	465450	4564150	PIZARRA Y SAMI- TA	2.69	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. RO- DADA
D63	464950	4563050	PIZARRA Y SAMI- TA	2.70	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. CONSTANTE
D64	467300	4558450	PIZARRA	2.77	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. CONSTANTE
D65	467650	4557800	CUARCITA	2.67	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. CONSTANTE
D66	468750	4557800	PIZARRA	2.73	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. RO- DADA
D67	469400	4559350	PIZARRA NEGRA	2.87	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. RO- DADA
D68	461100	4549800	NEIS	2.74	PREHERCÍNI- CA	MUESTRA FRESCA, NEIS DE EL CARDOSO
D69	460200	4550300	ESQUISTO ES- TAUROLÍTICO	2.79	ORDOVÍCO	MUESTRA SEMIFRESCA, FM. CONSTANTE
D70	458950	4550200	ESQUISTO ES- TAUROLÍTICO	2.84	ORDOVÍCO	MUESTRA FRESCA, FM. CONSTANTE
D71	456300	4546100	ESQUISTO	2.74	PREORDOVÍ- CICA	MUESTRA SEMIFRESCA
D72	456150	4546100	ESQUISTO	2.75	PREORDOVÍ- CICA	MUESTRA FRESCA
D73	442100	4524150	ADAMELLITA	2.67	HERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, CERCA VALDEMANCO
D74	444350	4525650	LEUCOGRANITO	2.63	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO LA PEDRIZA
D75	450500	4521700	ORTONEIS GLAN- DULAR	2.81	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA
D76	451800	4520200	DOLOMÍA	2.66	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. CAS- TROJIMENO
D77	451400	4512750	LEUCONEIS GLANDULAR	2.65	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, NEIS DEL VELLÓN
D78	451250	4509200	DOLOMÍA	2.71	CRETÁCICO SUP.	MUESTRA FRESCA, FM. CA- BALLAR
D79	409450	4575900	CONGLOMERADO	2.70	PALEÓGENO	MUESTRA FRESCA, JUSTO SOBRE CRETÁCICO
D80	411550	4485750	LEUCOGRANITO	2.63	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA
D81	409750	4485000	ADAMELLITA	2.68	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO ZARZALEJO-VALDEMORILLO
D82	406750	4487450	ADAMELLITA	2.68	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO ZARZALEJO-VALDEMORILLO
D83	392500	4490350	LEUCONEIS	2.74	PREHERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, RIO COFIO
D84	392650	4490300	MÁRMOL	3.16	PRE-ARENIG	MUESTRA SEMIFRESCA, RIO COFIO
D85	392650	4490300	MÁRMOL	2.69	PRE-ARENIG	MUESTRA SEMIFRESCA (MÁS BANDEADO), RIO COFIO

MUESTRA	X UTM	Y UTM	LITOLOGÍA	DENSIDAD (gr/cm ³)	EDAD	OBSERVACIONES
D86	392900	4490350	NEIS GLANDULAR	2.68	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, RÍO COFIO
D87	383100	4494750	ADAMELLITA	2.66	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO LAS NAVAS DEL MARQUÉS
D88	380200	4496650	PÓRFIDO GRANÍTICO	2.64	TARDIHERCÍNICA?	MUESTRA FRESCA
D89	378900	4506400	ARENAS	2.47	MAASTRICHTIENSE	MUESTRA SEMIFRESCA
D90	378300	4508150	NEIS GLANDULAR	2.70	PREHERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, CRUZ DE HIERRO
D91	375700	4511050	CUARCITA	2.70	ORDOVÍCO INF.	MUESTRA FRESCA
D92	375700	4511050	FILITA	2.83	ORDOVÍCO INF.	MUESTRA FRESCA
D93	378350	4513200	ADAMELLITA	2.66	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO NAVALDRINAL
D94	403850	4507350	ADAMELLITA	2.68	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO ALPEDRETE
D95	408750	4507850	LEUCOGRANITO	2.61	HERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, LOS MOLINOS
D96	414350	4508050	ADAMELLITA	2.64	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO LA GRANJA (NAVACERRADA)
D97	415500	4507750	LEUCOGRANITO	2.63	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO LA PEDRIZA
D98	423850	4508000	ADAMELLITA	2.66	HERCÍNICA	MUESTRA SEMIFRESCA, TIPO SIERRA DEL FRANCÉS
D99	426050	4503950	ADAMELLITA	2.65	HERCÍNICA	MUESTRA FRESCA, TIPO EL CARDÍN-LOS MOLINOS
D100	410050	4484150	NEIS	2.72	PREHERCÍNICA	MUESTRA FRESCA

Tabla 5.2. Datos de las muestras recogidas para la determinación de densidades.

A continuación, se han realizado los correspondientes histogramas para cada una de las diferentes litologías y edades, con el fin de determinar la distribución de la densidad de las muestras y su valor medio, que será el empleado a la hora de realizar los modelos de densidades utilizados en el proceso de modelización gravimétrica. Se han obtenido un total de 8 histogramas correspondiendo a las 8 litologías de las que se disponía un número de muestras que ha permitido hacer este análisis estadístico, los cuales se muestran en la figura 5.9.

Las adamellitas muestran una distribución en la que la clase con mayor frecuencia es la correspondiente a una densidad de 2.66 gr/cm³, y una distribución claramente unimodal. Las muestras de cuarcitas presentan una densidad algo mayor ya que la clase de 2.68 gr/cm³ es la de mayor frecuencia aunque el número de muestras es reducido y la diferencia entre las clases es pequeña. El número de datos sobre las dolomías es suficientemente amplio como para mostrar una clara distribución unimodal en la que la clase con mayor número de muestras es la correspondiente a 2.68 gr/cm³. En cuanto a los esquistos, presentan unas características semejantes a las cuarcitas, con poca diferencia

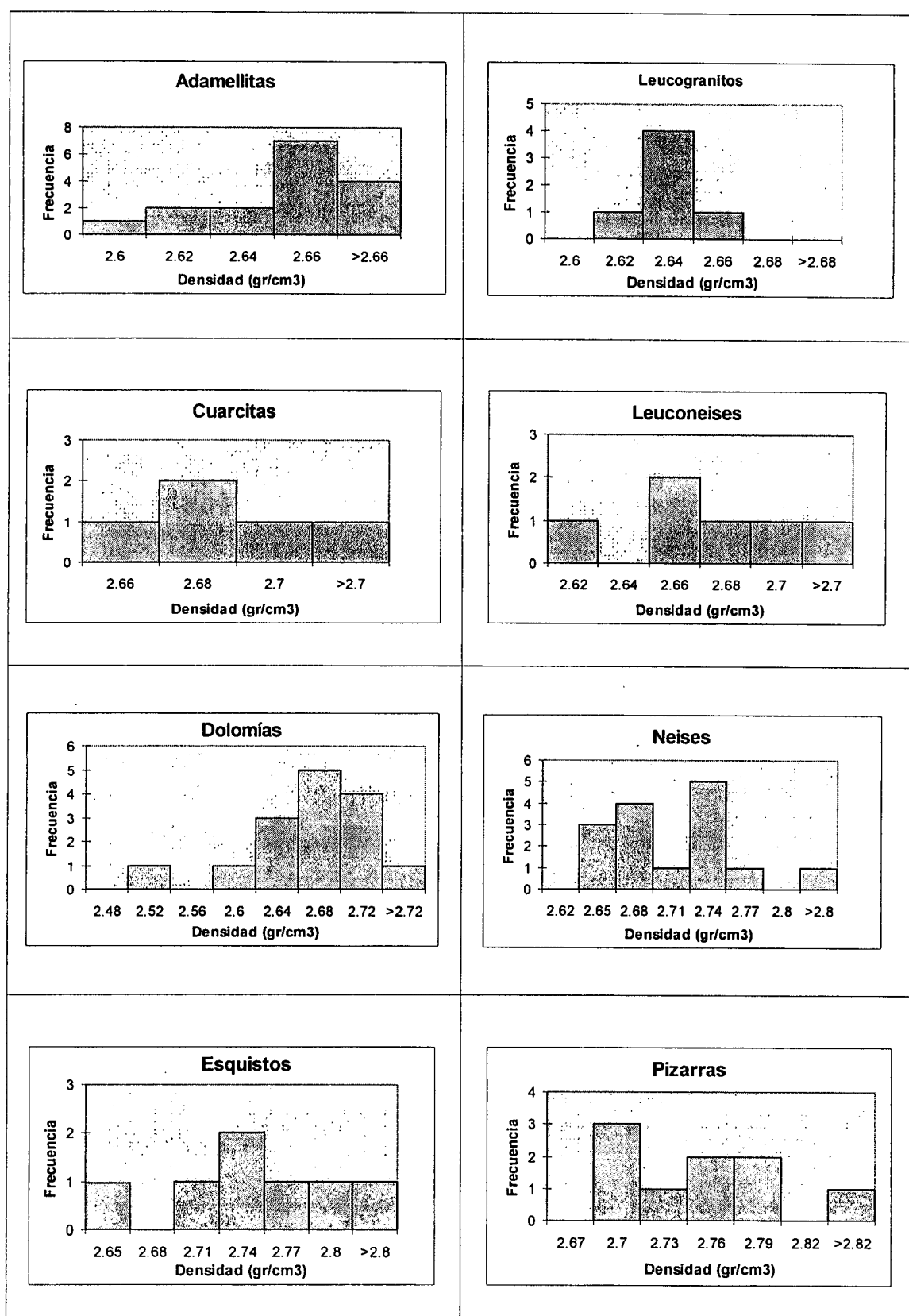


Figura 5.9. Histogramas de frecuencia que muestran la distribución de los valores de densidad obtenidos para ocho de las litologías más representativas de la zona de estudio.

entre las clases pero con un máximo en la densidad de 2.74 gr/cm^3 . La distribución de densidades de leuconeises es claramente unimodal y simétrica, con el máximo correspondiendo al valor de 2.64 gr/cm^3 . Los leuconeises, por su parte, muestran una distribución más amplia de densidades con el máximo de frecuencia correspondiendo a la clase de 2.66 gr/cm^3 . La distribución que presentan los valores de densidad obtenidos para los neises es diferente a los casos anteriores, ya que su carácter es bimodal, con un primer máximo correspondiendo al valor de 2.68 gr/cm^3 y un segundo correspondiendo a 2.74 gr/cm^3 . Atendiendo a su distribución espacial, las muestras correspondientes al máximo de densidad de 2.74 gr/cm^3 se encuentran todas ellas situadas al este de la zona de cizalla de Berzosa, en lo que corresponde al dominio del Guadarrama oriental descrito en el capítulo de geología, mientras que el otro máximo es debido a las muestras de neises distribuidas al oeste de dicha zona de cizalla, en el dominio Guadarrama. Por último, las pizarras muestran también una amplia distribución de densidades con tendencia bimodal, con un primer máximo en la clase de 2.70 gr/cm^3 y un segundo máximo que puede establecerse alrededor de los 2.78 gr/cm^3 .

5.6.2. DENSIDADES OBTENIDAS A PARTIR DE SONDEOS

En cuanto a los materiales detríticos terciarios, la determinación de densidades se ha efectuado a partir del análisis de los *density log* de tres sondeos mencionados anteriormente. Representando los valores de densidad frente a la profundidad, se obtiene una curva de la variación de este parámetro que está en función tanto de la litología de las unidades atravesadas por el sondeo como de la compactación de los materiales, mayor cuanto más grande es la profundidad. Una vez separados los tramos correspondientes a cada litología mediante la columna estratigráfica facilitada con el sondeo, se puede realizar un histograma que refleje la variación de la densidad y obtener un valor medio. La figura 5.10 muestra los *density log* y la interpretación de los tres sondeos cuya situación se indicó en la figura 5.8.

El sondeo de Baidés-1 se encuentra en la parte oriental del borde sur del Sistema Central, en la provincia de Guadalajara (SHELL, 1983). Fue realizado por la compañía SHELL y se perforó hasta una profundidad de 854 metros, alcanzando el basamento. Se dispone de registro de *density log* desde los 300 hasta los 852 metros. Como se puede ver en la figura y a partir de la interpretación realizada por la compañía, la testificación

comienza en materiales carbonatados del Cretácico (300 a 475 metros de profundidad), continúa a través de las arenas en facies Utrillas (475 a 520 metros), para atravesar luego la serie triásica (520 a 770 metros el Keuper, 770 a 790 el Muschelkalk y 790 a 838 el Buntsandstein), para entrar posteriormente en un basamento definido por rocas de tipo granítico hasta los 854 metros de profundidad.

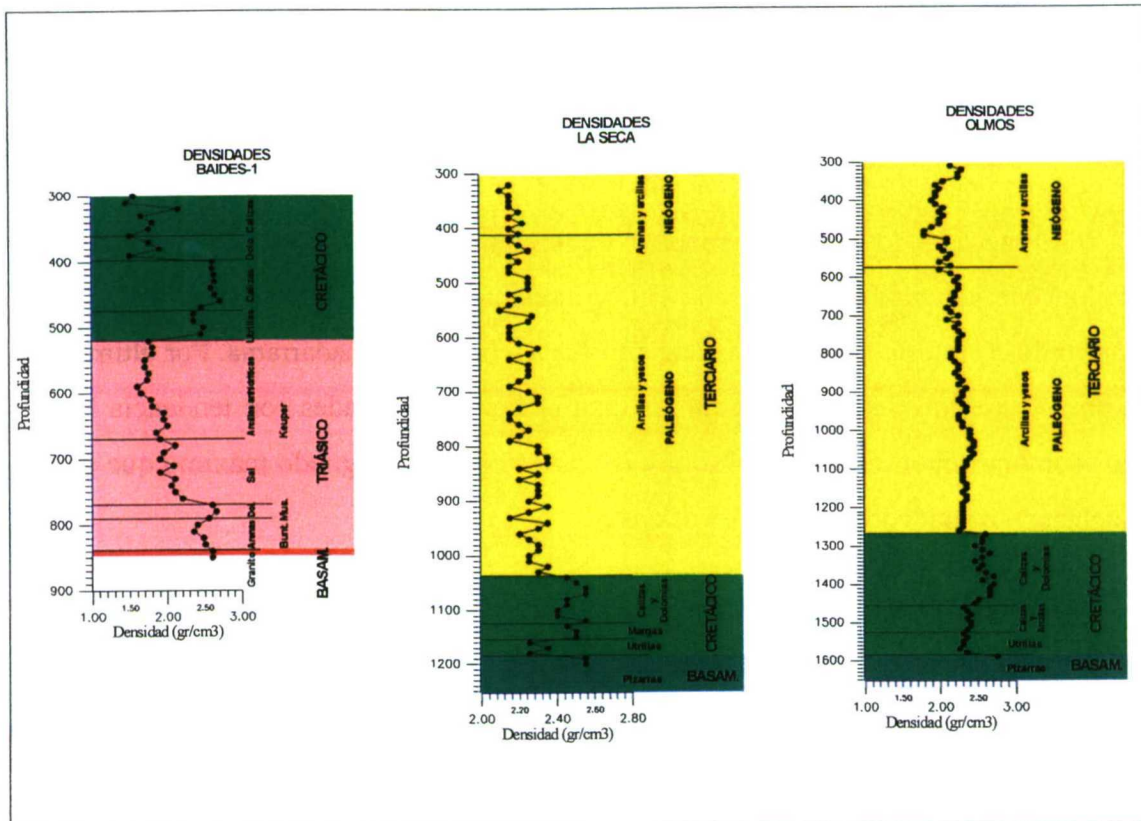


Figura 5.10. *Density log* e interpretación litológica de los sondeos utilizados en la determinación de densidades.

En cuanto a las densidades, el Cretácico presenta un primer tramo de calizas y dolomías con valores de densidades presentando una fuerte dispersión debido a un alto índice de porosidad, con un valor medio de 1.90 gr/cm^3 , seguido de un tramo de calizas mucho más homogéneas y sin una porosidad tan elevada, mostrando un valor de densidad muy constante de 2.60 gr/cm^3 . Las arenas en facies Utrillas presentan un valor medio de densidad de 2.40 gr/cm^3 . En cuanto al Triásico, el Keuper muestra dos tramos, uno superior constituido por arcillas con niveles de anhidrita intercalada cuya densidad oscila entre 1.75 y 2.00 gr/cm^3 , y uno inferior constituido por un potente nivel de sales cuya densidad asciende hasta los 2.00 - 2.10 gr/cm^3 . El Muschelkalk, constituido por dolomías, muestra una densidad de 2.60 - 2.65 gr/cm^3 , mientras que las areniscas del

Buntsandstein muestran un progresivo aumento de densidad con la profundidad desde 2.40 hasta 2.50 gr/cm³. El basamento está testificado únicamente en unos pocos metros, presentando un valor de densidad de 2.60 gr/cm³.

El sondeo de La Seca se encuentra en la parte occidental del borde norte del Sistema Central, dentro de la provincia de Valladolid. Su *density log* y la interpretación geológica se encuentran en ITGE (1990). Como se aprecia en la figura 5.10, el sondeo alcanzó una profundidad de 1.200 metros llegando a un basamento constituido por pizarras después de atravesar una potente sucesión terciaria y el Cretácico. La testificación comienza en los 300 metros de profundidad, en materiales pertenecientes al Neógeno, que se extienden hasta los 412 metros. Están constituidos por arenas y arcillas con un valor de densidad entre 2.16 y 2.20 gr/cm³. Arcillas con yesos intercalados interpretados como de edad Paleógeno se extienden entre los 412 y los 1035 metros de profundidad, con una valor de densidad que aumenta en profundidad desde 2.20 hasta 2.32 gr/cm³. A partir de entonces, se alcanza el Cretácico representado por un tramo superior de calizas y dolomías cuya densidad varía entre 2.40 y 2.56 gr/cm³, según el grado de porosidad, y un tramo inferior de margas y arenas en facies Utrillas con valores medios de densidad de 2.50 gr/cm³ y 2.30 gr/cm³ aproximadamente. El basamento metamórfico, únicamente testificado unos pocos metros, arroja valores de densidad de 2.56 gr/cm³.

El sondeo de Olmos también se encuentra en el borde norte del Sistema Central, dentro de la provincia de Valladolid, pero más al oeste que el anterior. Tanto el *density log* como la columna estratigráfica se encuentran interpretados en ITGE (1990), y muestran una sucesión muy semejante a la del sondeo de La Seca. Este sondeo alcanzó los 1590 metros de profundidad, y su testificación comienza a los 300 metros. Desde esta profundidad hasta los 575 metros, se atraviesan arenas y arcillas interpretadas como Neógeno, con una densidad que varía entre 1.80 y 2.30 gr/cm³. Sigue una potente sucesión de arcillas y yesos definidos como Paleógeno cuya densidad es bastante homogénea aunque aumenta ligeramente con la profundidad, variando desde 2.20 hasta 2.30 gr/cm³. Nuevamente se pueden distinguir dos tramos en el Cretácico, uno superior constituido por calizas y dolomías con densidad oscilando entre 2.50 y 2.70 gr/cm³ y uno inferior de arcillas con niveles de calizas, y arenas en facies Utrillas cuya densidad corresponde a 2.40-2.45 gr/cm³. Por último, el basamento metamórfico está testificado

en sus primeros metros únicamente, correspondiendo a pizarras con una densidad de 2.75 gr/cm^3 .

Utilizando los datos de densidades de los sondeos de La Seca y Olmos que se acababan de describir, se han realizado los histogramas de densidades correspondientes a los materiales detríticos Neógenos y Paleógenos, que no se habían podido analizar mediante la recogida de muestras descrita anteriormente al tratarse de muestras disgregables. La figura 5.11 muestra los histogramas obtenidos junto con los datos del análisis estadístico. Puede observarse cómo los datos de densidad de los materiales neógenos muestran una mayor dispersión de los valores con una gráfica casi bimodal aunque con un máximo destacado correspondiendo a la clase de 2.15 gr/cm^3 , siendo su valor medio de 2.07 gr/cm^3 con una desviación estándar de 0.12 gr/cm^3 . Respecto a los datos de densidad correspondientes a los materiales paleógenos, presentan una distribución mucho más homogénea y claramente unimodal, además de presentar un mayor número de datos que los obtenidos para los materiales neógenos, con un claro máximo correspondiente al valor de 2.3 gr/cm^3 y un valor medio muy próximo a éste, de 2.25 gr/cm^3 con una desviación estándar de 0.08 gr/cm^3 .

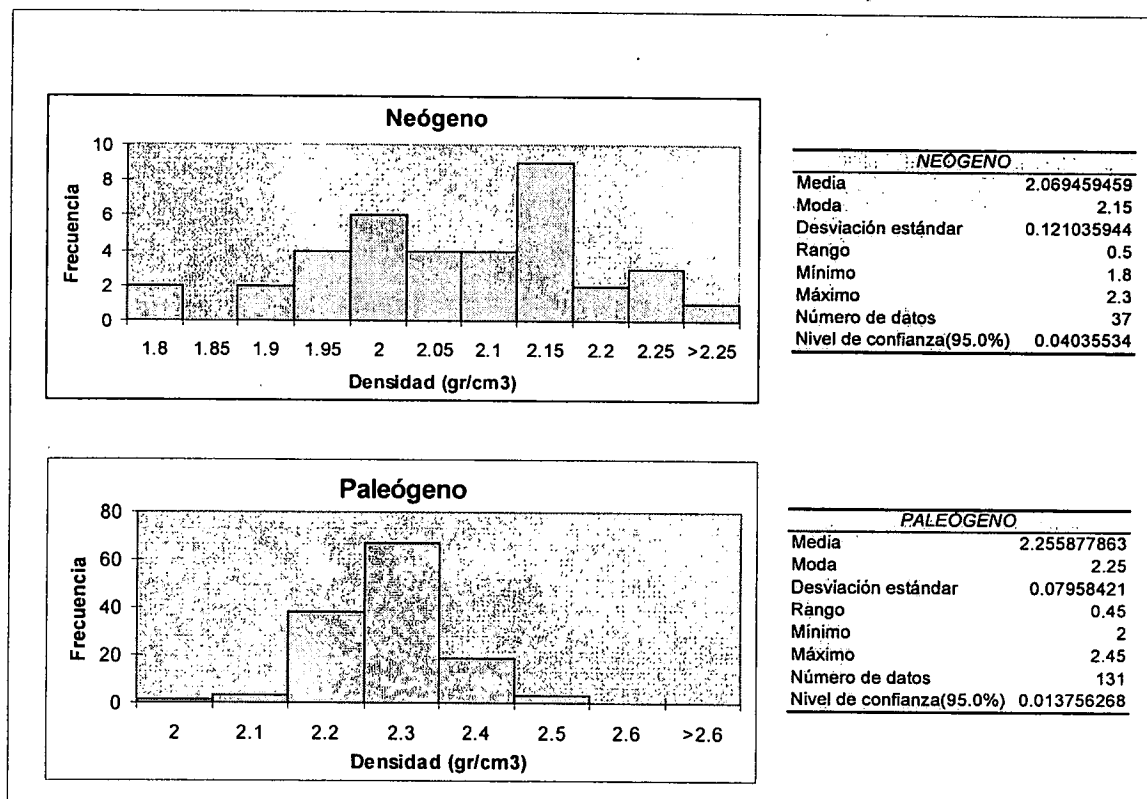


Figura 5.11 Histogramas de frecuencia y datos estadísticos obtenidos mediante la análisis de los valores de densidad para materiales terciarios a partir de los sondeos de La Seca y Olmos.

A continuación y a modo de resumen, en la tabla 5.3 se muestran los valores de densidad y sus márgenes de error obtenidos para las litologías analizadas en la zona de estudio.

Unidad		Densidad (gr/cm ³)
Cobertera	Neógeno (arcillas y arenas)	2.15 ± 0.12
	Paleógeno (yesos, arenas, arcillas, conglomerados)	2.30 ± 0.08
	Cretácico (Dolomías)	2.66 ± 0.07
	Cretácico (Arenas)	2.64 ± 0.11
Basamento	Leucogranitos	2.64 ± 0.02
	Adamellitas	2.66 ± 0.02
	Leuconeises	2.66 ± 0.04
	Neises (oeste de Berzosa)	2.68 ± 0.04
	Pizarras	2.74 ± 0.06
	Cuarcitas	2.68 ± 0.02
	Esquistos	2.74 ± 0.1

Tabla 5. 3 Valores medios de densidad obtenidos para las litologías más representativas del área de estudio.

5.6.3 COMPARACIÓN DE DENSIDADES CON ÁREAS PRÓXIMAS

Existen trabajos realizados en la zona de estudio y áreas próximas en los que se ha realizado también un estudio de densidades previo a la modelización gravimétrica, siendo interesante comparar sus valores con los obtenidos en este trabajo.

La tabla 5.4 muestra los diferentes valores de densidad utilizados por distintos autores en la zona del Centro Peninsular.

		Perucha <i>et al.</i> (1996)	Bergamín <i>et al.</i> (1995)	Campos (1998)	Rey Moral <i>et al.</i> (1998)
Terciario (indiferenciado)		2.5 gr/cm ³	-	2.42 gr/cm ³	2.49 gr/cm ³
Neógeno		-	2.4 gr/cm ³	-	-
Paleógeno		-	2.5 gr/cm ³	-	-
Cretácico		-	2.55 gr/cm ³	-	2.6 gr/cm ³
Jurásico		-		-	2.64 gr/cm ³
Triásico		-		-	
Pérmico		-	2.6 gr/cm ³	-	-
Basamento	Pizarras y cuarcitas paleozoicas	-	2.75 gr/cm ³	2.72 gr/cm ³	2.7 gr/cm ³
	Complejo Esquisto Grauv.	-	-	2.72 gr/cm ³	-
	Neises	-	2.67-2.7 gr/cm ³	-	-
	Metasedimentos	-	2.8 gr/cm ³	-	-
	Rocas graníticas	-	2.63 gr/cm ³	2.61-2.72 gr/cm ³	
Corteza superior 1		2.7 gr/cm ³	-	-	-
Corteza superior 2		2.68 gr/cm ³	-	-	-
Corteza media		2.8 gr/cm ³	-	-	-
Corteza inferior		2.9 gr/cm ³	-	-	-
Manto		3.3 gr/cm ³	-	-	-

Tabla 5.4. Datos de densidades aplicados por diferentes autores en modelos realizados en zonas próximas al área de estudio.

5.7. ANÁLISIS CUALITATIVO DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

La figura 5.7 muestra el mapa de anomalías de Bouguer observado de la zona de estudio obtenido únicamente a partir de los datos propios. Aunque como ya se ha dicho anteriormente la zona objeto de las distintas campañas gravimétricas es mayor, aquí se muestra únicamente el mapa de la zona considerada en esta Tesis.

Los valores de anomalía de Bouguer presentan una amplia variación, oscilando entre los -145 mGal al norte de Madrid y los -58 mGal al sur de Ayllón. A su vez, pueden observarse numerosos gradientes de diferentes orientaciones, así como diversos máximos y mínimos gravimétricos relativos. A grandes rasgos, el mapa muestra la presencia de tres zonas o dominios principales separados por fuertes gradientes de dirección NE-SO. Estos gradientes, que corresponden a cambios bruscos en la densidad de los materiales, constituyen los bordes del Sistema Central con las cuencas terciarias del Duero y el Tajo respectivamente, de manera que las tres zonas diferenciadas serían al norte una región de mínimo gravimétrico relativo correspondiendo a la zona meridional de la Cuenca de Duero (A), un área de clara orientación general NE-SO que constituye un máximo relativo de anomalías de Bouguer y que geológicamente representa el Sistema Central (B), y una última zona, al sur, de características similares a la primera, que también constituye un mínimo gravimétrico relativo y que corresponde a la zona septentrional de la Cuenca de Madrid (C). A continuación se describirá cada zona en más detalle.

- Zona A. Está caracterizada por una alineación NE-SO de mínimos relativos (2) cuyo límite suroriental constituye un fuerte gradiente también de dirección NE-SO (1). Los valores mínimos alcanzan los -122 mGal en la zona de Cuéllar. La alineación de mínimos tiene una longitud de onda de unos 50 Km y se prolonga hacia el SO fuera de la zona de estudio. Los mínimos relativos están asociados a bloques hundidos limitados por fallas en donde existe un mayor espesor de sedimentos terciarios (AEROSERVICE, 1964). El fuerte gradiente de dirección NE-SO (1) corresponde a la falla del borde norte del Sistema Central, a favor de la cual se ponen en contacto los materiales del basamento hercínico y los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero. El contraste de densidad entre ellos da lugar al fuerte gradiente observable.
- Zona B. Está limitada por dos fuertes gradientes de dirección NE-SO (1 y 3). Ambos definen los límites del Sistema Central. Hacia el este, estos gradientes acaban con una alineación de gradientes más suaves (4). Estos últimos, de dirección NO-SE, marcan la zona de enlace entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica.

En el interior de la zona B, se puede observar la existencia de diversos gradientes y

de alineaciones de máximos y mínimos relativos. Uno de los gradientes más acusados es el que se dispone paralelo al gradiente nororiental, caracterizado por una pendiente contraria al anterior (D). Entre ambos se encuentra una alineación de máximos relativos cuyos valores de anomalía son superiores a los -70 mGal en su extremo oriental (F). La pequeña longitud de onda, aproximadamente 25 kilómetros en su zona central, contrasta con la gran amplitud que presenta. Gradientes transversales delimitan máximos relativos dentro de la alineación (E y F). Hacia el sur, este gradiente limita una alineación de mínimos relativos (9). La alineación de máximos relativos mencionada, coincide con los macizos de Santa María de Nieva-Zarzuela (D), Sepúlveda (E) y Honrubia-Pradales (F), donde llega a aflorar el basamento hercínico, cuya estructura es la de un *horst* inverso. La alineación de mínimos relativos está asociada a una estructura general de *graben* inverso relleno de sedimentos (depresión de Cantalejo).

Hacia el sur se encuentra un conjunto de máximos relativos de orientación media NE-SO (11 y 12), cuya continuidad es truncada por un gradiente NO-SE (10). El afloramiento de rocas densas, como paraneises o metasedimentos, pueden estar asociados a estas anomalías. El máximo relativo occidental (11) forma parte de una zona caracterizada por anomalías positivas relativas que se prolonga hacia el SO, en dirección a la Sierra de Gredos. Estos máximos relativos delimitan por el N y el O un mínimo relativo (H) que se extiende hasta el gradiente meridional de la zona B. El mínimo relativo coincide aproximadamente con afloramientos de rocas menos densas, como son las graníticas. Hacia el este se encuentra una alineación N-S de máximos relativos con una longitud de onda de unos 60 kilómetros (G). Esta alineación está asociada con los afloramientos de metasedimentos que constituyen la parte oriental del Sistema Central. Entre el mínimo relativo H y la alineación de máximos relativos G, se encuentra un fuerte gradiente (7) que parece corresponder a un importante accidente tectónico: la zona de cizalla de Berzosa.

El gradiente del borde sur de la zona B coincide en su traza con la falla meridional del Sistema Central, y sigue aproximadamente la expresión topográfica de esta falla.

- Zona C. Al igual que en la zona A, la zona C presenta un mínimo relativo de

orientación NE-SO. Su valor mínimo, -150 mGal, localizado al norte de Madrid y más concretamente en la zona de Alcobendas, constituye el mínimo absoluto de la anomalía de Bouguer en todo el área estudiada. La forma del mínimo relativo se puede asimilar a la geometría de la cuenca de Madrid establecida mediante perfiles sísmicos de reflexión (Querol, 1989). Aunque ligeramente desplazado, la mayor potencia de sedimentos terciarios corresponde con el núcleo del mínimo relativo. Al este del mínimo se observa la existencia de un máximo relativo de dirección N-S que ha sido interpretado como un ascenso del basamento bajo la cuenca (Bergamín y Tejero, 1994).

El análisis cualitativo ha permitido establecer relaciones entre fuentes superficiales, situadas en la corteza superior, y las anomalías de Bouguer. Pero el mapa de anomalías de Bouguer contiene también los efectos gravimétricos de fuentes situadas en el interior o en la base de la corteza, difíciles de discriminar a partir de este tipo de análisis. La gravimetría ha desarrollado un conjunto de métodos encaminados a separar los efectos de las fuentes situadas a diferentes profundidades. La aplicación de algunos de estos métodos y sus resultados se explican en el siguiente capítulo.

CAPÍTULO 6

*GRAVIMETRÍA. SEPARACIÓN
REGIONAL-RESIDUAL*

6. GRAVIMETRÍA. SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL

Como se mencionó en el apartado en el que se describía el mapa de anomalías de Bouguer obtenido, con el fin de poder realizar un análisis en el que estuvieran presentes grandes longitudes de onda para el estudio de la corteza, los datos gravimétricos propios fueron orlados por datos del IGN e interpolados obteniendo un mapa de 106 filas por 106 columnas con un espaciado de 3.000 metros, siendo por tanto sus dimensiones máximas de 315 por 315 kilómetros. Dicho mapa se muestra en la figura 6.1. Sus características han sido anteriormente descritas en detalle para la zona central del mismo, y cabe añadir que el valor de anomalía de Bouguer aumenta hacia el extremo oriental del área, alcanzando los valores máximos al norte y sur de Salamanca, donde se llega hasta casi los -20 mGal. Las orientaciones predominantes en este área son NO-SE, semejantes a las de las estructuras de los materiales del macizo hercínico visibles en superficie. En cuanto a la zona oriental, el dominio correspondiente a la Cordillera Ibérica se caracteriza por presentar valores de anomalía en torno a -50 mGal, con direcciones de los gradientes aproximadamente NO-SE a ENE-OSO, en coincidencia con las principales estructuras alpinas de esta cadena.

La distribución de las anomalías de Bouguer en una región puede alcanzar un alto grado de correspondencia con los principales rasgos geológicos y, en particular, con la estructura de la zona. En el análisis cualitativo del mapa de anomalías de Bouguer (capítulo 5), ha quedado patente la correspondencia entre las estructuras geológicas y la distribución de las anomalías en el área estudiada. Como se indica en Introcaso (2000), al realizar cualquier descripción cualitativa de las anomalías en función de los datos geológicos, es conveniente recordar que las isoanómalas representan un campo potencial y que el valor del campo en cada punto representa la suma de las atracciones gravitacionales de todas las fuentes subsuperficiales detectables por el instrumento empleado. Las anomalías de Bouguer son generadas por fuentes situadas a distintas profundidades en la corteza de la Tierra y existe un número infinito de configuraciones de las distintas fuentes que proporcionan unos resultados de gravedad similares en superficie. En general, las fuentes más profundas causan un efecto gravitatorio en superficie de longitudes de onda largas, asociadas a gradientes horizontales suaves, mientras que las fuentes superficiales se asocian a longitudes de onda cortas y gradientes más abruptos.

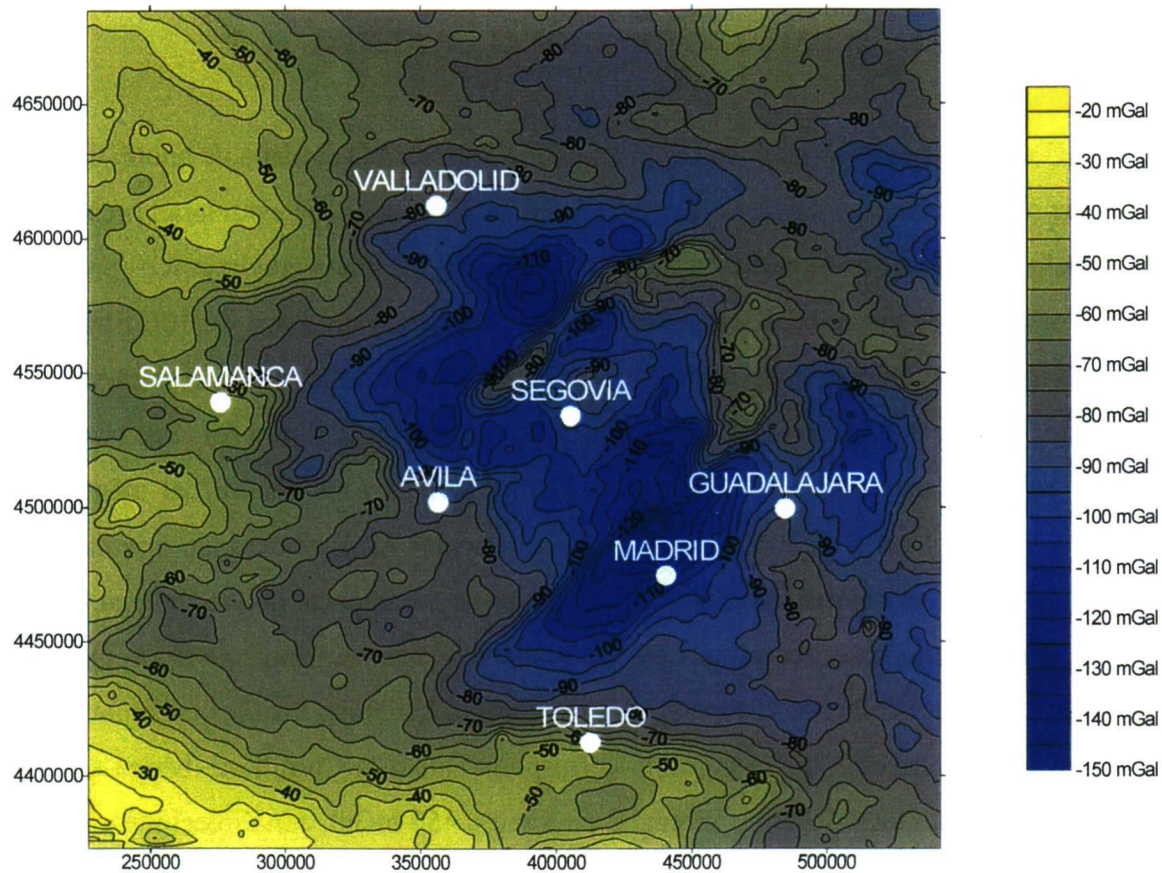


Figura 6.1. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona estudiada utilizando tanto los datos propios del mapa de la figura 5.7 como datos del IGN. Las características del mapa se describen en el texto. Intervalo de isonómalas 5 mGal. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

El campo gravitatorio observado se puede descomponer en una anomalía regional y una anomalía local o residual, de manera que:

$$\text{Anomalía de Bouguer observada} = \text{anomalía Regional} + \text{anomalía Residual}$$

Uno de los grandes objetivos de la gravimetría es el desarrollo de técnicas que permitan separar los efectos de ambas fuentes. En el caso más sencillo, caso en el que las fuentes sean independientes entre sí, mediante la separación se obtiene la componente del campo para cada fuente. En la realidad el problema es más complejo debido a la interdependencia de las estructuras geológicas y a otros aspectos como la imprecisión en la asignación de densidades en profundidad y la precisión del levantamiento gravimétrico. Esta complejidad determina que no se consiga separar completamente los efectos anómalos de las distintas fuentes. Por ello, el conocimiento de la geología de la zona y los datos aportados por otros métodos geofísicos permiten imponer limitaciones

de partida que aseguren la bondad de los resultados con el fin de disminuir el grado de indeterminación inherente a todo proceso de modelización geofísica.

En la actualidad, los métodos más utilizados para la separación regional-residual son métodos numéricos: ajuste polinómico, segundas derivadas, prolongación ascendente del campo y análisis espectral. De entre estos métodos, en esta Tesis se han utilizado el ajuste polinómico y el análisis espectral. Con la técnica del ajuste polinómico se ha obtenido una aproximación general a la separación regional-residual, mientras que el análisis espectral ha permitido estimar las profundidades medias de las fuentes que causan las anomalías y filtrar dichas anomalías con una mayor rigurosidad. La aplicación del análisis espectral ha requerido tanto la aplicación de programas informáticos comerciales (MATLAB 5.1, con licencia de la Universidad Complutense de Madrid) como la elaboración de un software propio (FOURIER, Gómez Ortiz, inédito).

6.1. METODOLOGÍA DEL AJUSTE POLINÓMICO

Se trata de un método de raíz estadística que se puede aplicar a todo tipo de datos ya que no se tiene en cuenta la naturaleza de los mismos. A los datos distribuidos sobre una superficie se le ajusta, mediante mínimos cuadrados, una superficie de tendencia.

La anomalía regional viene definida por una función $f(x,y)$ de forma que:

$$\text{Anomalía de Bouguer} = f(x, y) + \text{anomalía residual}$$

Por tratarse de un ajuste por mínimos cuadrados, se trata de hacer mínima la suma de los cuadrados de las diferencias entre la anomalía observada y la superficie polinómica.

El principal problema que presenta este método es la elección del grado del polinomio que mejor representa la fuente regional. El criterio habitual es calcular polinomios de orden creciente hasta llegar a un orden n a partir del cual los resultados experimentan una variación muy baja. Zeng (1989) propone un método para elegir el

orden del polinomio más adecuado para definir la superficie de tendencia regional. A partir del cálculo de la varianza de la diferencia entre los valores de anomalía de Bouguer observada y los valores de la superficie de tendencia, se analiza la similitud entre esta superficie y el valor observado. Proyectando en un gráfico el orden del polinomio frente a la varianza calculada para cada polinomio, el cambio de pendiente marca el mayor orden de la superficie de tendencia que puede corresponder a la tendencia regional. La fórmula de la varianza vendrá expresada por:

$$Varianza = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_B - f(x, y))^2$$

siendo N el número de datos y A_B la anomalía de Bouguer observada

De esta manera, lo que se hace es calcular el orden a partir del cual la superficie de tendencia se aproxima al campo observado.

Cuando las fuentes están bien diferenciadas entre sí, el ajuste polinómico puede dar buenos resultados, en especial si las anomalías son de distinto signo (positivas y negativas). En general, proporciona una primera aproximación a la separación de la tendencia regional y residual.

6.2. METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS ESPECTRAL

En prospección geofísica, muchas de las operaciones que se llevan a cabo a partir de los mapas de campos potenciales, ya sean gravimétricos o magnéticos, son más fácilmente realizadas trabajando en el dominio de las frecuencias que en el dominio del espacio o del tiempo. Los procesos de filtrado de datos, eliminación de ruido, separación de anomalías y cálculo de profundidades de fuentes, por poner algunos ejemplos, normalmente se realizan a partir de las frecuencias (o longitudes de ondas) de los perfiles o mapas geofísicos, y no a partir de sus valores referidos a un sistema de referencia espacial o temporal. El paso del dominio del espacio (o del tiempo) al dominio de frecuencias se lleva a cabo mediante el análisis de Fourier, o bien unidimensional en el caso de perfiles o bien bidimensional en el caso de mapas.

6.2.1. ANÁLISIS DE FOURIER

Permite descomponer una función compleja en una serie de componentes seno y coseno simples, de manera que la suma de todos ellos genera la función total observada. Para llevar a cabo este proceso matemático se debe partir de una serie de supuestos, como son el que los datos de la función tienen que estar igualmente espaciados, y que teóricamente la función analizada se repite a sí misma más allá de los límites de dicha función. El período de repetición de la función es su longitud, que en el caso de datos espaciales se va a denominar longitud de onda fundamental (λ). El resto de componentes seno y coseno van a tener períodos o longitudes de onda múltiplos de la longitud de onda fundamental, que vendrán expresados por $\lambda/1$, $\lambda/2$, $\lambda/3$,... etc., o si lo expresamos en función de la frecuencia fundamental ($f=1/\lambda$), sus frecuencias serían $1/f$, $2/f$, $3/f$,... etc. (fig. 6.2).

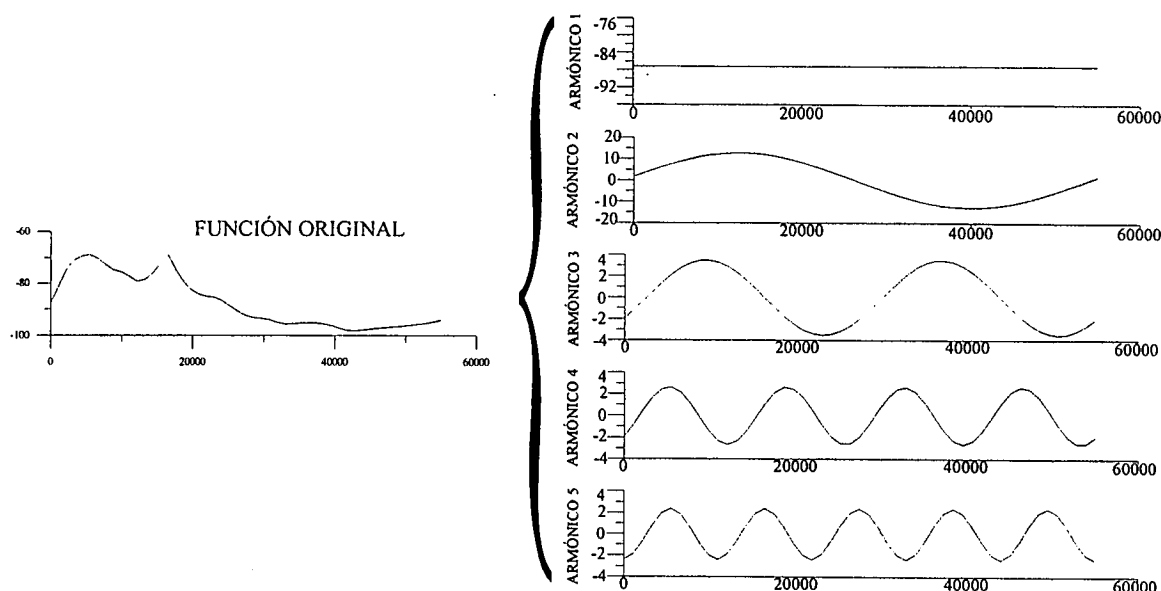


Figura 6.2. Ejemplo de separación de una función compleja original en sus armónicos constituyentes. En este caso, se han representado únicamente los primeros 5 armónicos, donde se observa cómo la longitud de onda de cada uno es múltiplo de la fundamental. El armónico de orden 0 es simplemente el valor medio de la función, y la suma de todos los armónicos reproduce la función original completa.

Cada pareja seno-coseno correspondiente a una misma longitud de onda o frecuencia constituyen un armónico, de manera que al armónico que corresponde a la longitud de onda fundamental se le denomina de primer orden, al correspondiente a una longitud de onda de $\lambda/2$ se le denomina de segundo orden, y así sucesivamente. La fre-

cuencia más alta que podemos representar en una función se denomina frecuencia de Nyquist, y correspondería a $1/2 \cdot \Delta x$, siendo Δx el intervalo de los datos que constituyen la función. Esto es debido a que para definir una función seno o coseno correctamente, necesitamos al menos tres puntos de la función en una longitud de onda, lo que equivale a dos intervalos de datos. De esta forma, el máximo número de armónicos que podemos calcular será de $N/2$, siendo N el número de datos que definen la función.

Así pues, una función compuesta cualquiera $g(x)$ definida a partir de N datos igualmente espaciados a lo largo de una longitud λ , puede expresarse como una serie de términos seno y coseno definida por la expresión (Udías y López Arroyo, 1970 ; Davis, 1973 ; Telford *et al.*, 1976 ; Gasquet y Witomski, 1990):

$$g(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{N/2} \left(a_n \cos \frac{2\pi nx}{\lambda} + b_n \sin \frac{2\pi nx}{\lambda} \right) \quad (1)$$

siendo n el número de armónico, λ la longitud de onda fundamental y a_n y b_n las amplitudes de los términos coseno y seno respectivamente. El valor a_0 corresponde al doble del valor medio de la función. Mientras que $g(x)$ es la representación de la función en el dominio del espacio, el otro término de la anterior igualdad es la representación de la función en el dominio de las frecuencias, y se denomina transformada de Fourier.

Los términos a_n y b_n vendrían definidos por las siguientes ecuaciones :

$$\begin{aligned} a_n &= \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N g(x) \cos \frac{2\pi nx}{\lambda} \\ b_n &= \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N g(x) \sin \frac{2\pi nx}{\lambda} \end{aligned} \quad (2)$$

La función podemos expresarla también de una forma más sencilla como :

$$g(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{N/2} c_n \cos \left(\frac{2\pi nx}{\lambda} - \phi_n \right) \quad (3)$$

donde c_n es la amplitud de cada armónico, y ϕ_n es el ángulo de fase de cada armónico, viniendo estos definidos como :

$$\begin{aligned} c_n &= \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \\ \phi_n &= \tan^{-1}(b_n/a_n) \end{aligned} \quad (4)$$

La representación de los distintos valores de c_n respecto a la frecuencia constituye el espectro de amplitudes, mientras que los valores de ϕ_n correspondientes a cada frecuencia representan el espectro de fases.

Por último, podemos expresar la transformada de Fourier en forma compleja, mediante la expresión :

$$g(x) = \sum_{n=0}^{N/2} \alpha_n e^{\frac{2\pi i n x}{\lambda}} \quad (5)$$

siendo i el número imaginario $\sqrt{-1}$. El valor de α_n vendría dado por :

$$\alpha_n = \frac{1}{\lambda} \int_0^{\lambda/2} g(x) e^{-2\pi i n x / \lambda} dx \quad (6)$$

La componente imaginaria del número complejo que representa la transformada de Fourier está representada por unas componentes seno y coseno, de manera que

$$e^{-2\pi i n x / \lambda} = \cos 2\pi n x / \lambda - i \sin 2\pi n x / \lambda \quad (7)$$

Es posible por lo tanto expresar una función en el dominio del espacio, $g(x)$, o bien en el dominio de las frecuencias $g(f)$, de manera que podemos pasar de una a otra indistintamente (fig. 6.3), lo que podemos expresar como :

$$g(x) \Leftrightarrow g(f) \quad (8)$$

donde $g(f)$ sería la transformada de Fourier de $g(x)$, y a su vez $g(x)$ es la transformada inversa de $g(f)$.

6.2.2. DESARROLLO DEL ANÁLISIS DE FOURIER PARA CONJUNTOS DE DATOS BIDIMENSIONALES

Lo anteriormente expuesto es válido para datos unidimensionales, es decir, para valores representados por perfiles, ya sean topográficos, gravimétricos, magnéticos, etc. Es sin embargo frecuente tener que utilizar este tipo de datos en conjuntos bidimensio-

nales, es decir en mapas donde cada valor está referido a una coordenada x y una coordenada y. En este caso, el análisis de Fourier es igualmente posible, debiendo ampliar las ecuaciones anteriores para el caso de dos direcciones mutuamente perpendiculares, x e y. Esto revierte fundamentalmente en un tiempo de cálculo mucho mayor para la obtención de la transformada de Fourier o de la transformada inversa.

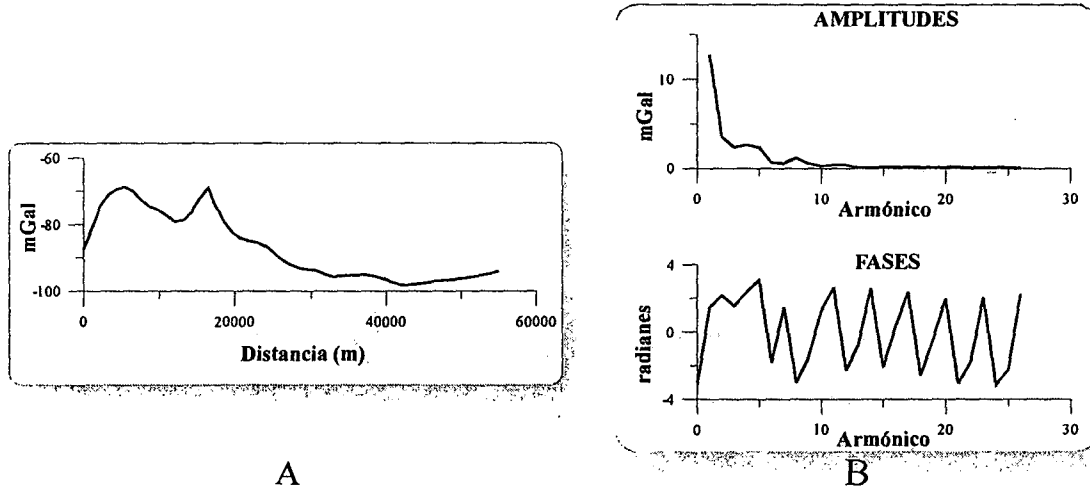


Figura 6.3. Representación de una misma función, correspondiente a una curva de anomalía de Bouguer, en el dominio del espacio (a) en forma de miligales frente a la distancia, y en el dominio de frecuencias (b), como un espectro de amplitudes (miligales frente a número de armónico) y de fases (radianes frente a número de armónico). Dividiendo el número de armónico por la longitud del perfil se puede representar la función frente a la frecuencia en lugar de frente al número de armónico.

Supongamos el caso de una función compuesta bidimensional representada por $g(x, y)$. La expansión de la ecuación 1 para el caso de dos dimensiones sería (Davis, 1976):

$$\begin{aligned}
 g(x, y) = & \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \alpha_{nm} \cos \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \cos \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2} + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \beta_{nm} \cos \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \sin \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2} + \\
 & + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \gamma_{nm} \sin \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \cos \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2} + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \delta_{nm} \sin \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \sin \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2}
 \end{aligned} \quad (9)$$

donde N es el número de datos en la dirección x, M es el número de datos en la dirección y, λ_1 es la longitud del mapa en la dirección x, λ_2 es la longitud del mapa según la dirección y, y n y m son el número de armónico en la dirección x e y respectivamente.

Como hemos visto en el apartado anterior, el valor máximo de n será $N/2$, mientras que el de m será de $M/2$.

De igual manera, por expansión de la ecuación 2, podemos deducir el valor de los coeficientes α , β , γ y δ :

$$\begin{aligned}\alpha_{nm} &= \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M g(i,j) \cos \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \cos \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2} \\ \beta_{nm} &= \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M g(i,j) \cos \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \sin \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2} \\ \gamma_{nm} &= \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M g(i,j) \sin \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \cos \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2} \\ \delta_{nm} &= \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M g(i,j) \sin \frac{2\pi n x_i}{\lambda_1} \sin \frac{2\pi m y_j}{\lambda_2}\end{aligned} \quad (10)$$

donde :

$$\begin{aligned}k &= 1 \text{ si } n=0 \text{ y } m=0 \\ k &= 2 \text{ si } n=0 \text{ o } m=0 \text{ pero no ambos} \\ k &= 4 \text{ si } n>0 \text{ y } m>0\end{aligned}$$

De manera similar al caso unidimensional, también puede expresarse la transformada de Fourier bidimensional en forma compleja. En este caso:

$$g(f_x, f_y) = \iint_{-\infty}^{\infty} g(x, y) e^{-2\pi i (f_x x + f_y y)} dx dy \quad (11)$$

siendo f_x y f_y el valor de las frecuencias según la dirección x e y respectivamente.

Al igual que en el caso de datos unidimensionales, para conjuntos de datos bidimensionales podemos pasar del dominio de frecuencias al dominio del espacio y viceversa, expresándose esa relación de la forma :

$$g(x, y) \Leftrightarrow g(f_x, f_y) \quad (12)$$

Numéricamente, las transformadas de Fourier se suelen evaluar mediante sumas o Transformadas Discretas (DFT). Para ello, existen unos algoritmos muy eficientes, como la Transformada Rápida de Fourier (FFT). Sin embargo, el uso de la FFT requiere

que los datos estén distribuidos en una malla regular y la mayor eficiencia corresponde al caso en el que el número de filas y columnas es una potencia entera de 2. Cuando la potencia es impar y grande (mayor de 5) se convierte en una suma.

6.2.3. ESPECTRO DE POTENCIA O ESPECTRO DE ENERGÍA

El espectro de potencia es el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier, y puede expresarse como

$$P(f) = |g(f)|^2 = \left| \int_{-\infty}^{\infty} g(x) e^{-2\pi i x/\lambda} dx \right|^2 \quad (13)$$

Se considera el cuadrado de la parte real más el cuadrado de la parte imaginaria. La parte real corresponde en la Transformada de Fourier a la transformada del coseno y la parte imaginaria a la del seno. El espectro de potencia es real y positivo.

Como el valor de g (la anomalía de Bouguer) es siempre real, se trata de una función par y por ello simétrica, con lo que basta considerar los valores positivos de f .

Espectro de potencia del efecto gravitatorio de una masa puntual

El efecto gravitatorio de una masa puntual m viene dado por la expresión:

$$g(x) = \frac{2Gmz_0}{(x - x_0)^2 + z_0^2}$$

siendo G la constante de gravitación universal, m la masa del cuerpo, z_0 su profundidad por debajo de un nivel de referencia y x_0 el punto situado en dicho plano sobre la vertical del cuerpo.

La transformada de Fourier de la expresión anterior es:

$$g(f) = 2\pi m z_0 e^{-2\pi |f| z_0} e^{-2\pi f x_0 i}$$

El espectro de potencia de la parte imaginaria viene dado por

$$\cos 2\pi f x_0 i - i \sin 2\pi f x_0 i = 1$$

Puesto que la parte imaginaria tiene valor 1, el espectro de potencia será:

$$g(f) = 4\pi G^2 m^2 e^{-4\pi|f|z_0} \quad (14)$$

Esta expresión representa el espectro de potencia de una masa puntual y es equivalente al cuadrado de la parte real. De manera gráfica se representa mediante una curva exponencial, caracterizada por que para valores de frecuencia altos, el espectro de potencia tiende a 0, mientras que para el valor de frecuencia 0 el espectro de potencia tiene valor 1.

El espectro de potencia no depende de la coordenada x_0 , luego no depende de la posición en la que se encuentre la masa. Resulta más útil representar el logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia, ya que su representación gráfica pasa a ser entonces una línea recta.

De esta forma, tendríamos la expresión:

$$\ln g(f) = \ln 4\pi^2 G^2 m^2 - 4\pi|f|z_0 \quad (15)$$

que resulta ser la ecuación de una recta cuando la frecuencia es positiva. Dicha recta tiene una pendiente negativa y para un valor de frecuencia igual a 0, tenemos que

$$\ln g(f) = 4\pi^2 G^2 m^2$$

Para los valores de frecuencia negativos se obtiene una recta simétrica.

Es importante destacar que la pendiente de la gráfica está directamente relacionada con la profundidad de la masa, mientras que la ordenada en el origen está relacionada con la magnitud de la masa, ya que los demás términos son constantes. A mayor pendiente de la gráfica del espectro de potencia, mayor es el valor de la profundidad z_0 , es decir, mayor es la profundidad a la que se encuentra situada la masa que produce la anomalía.

6.2.3.1. Espectro de potencia de una distribución de masas a profundidad constante

Cuando existen varias masas situadas a la misma profundidad, primero tenemos que sumar sus efectos y luego elevarlo al cuadrado. El logaritmo neperiano del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante, no está representado por un conjunto de puntos que representan una recta. Por ello, es necesario ajustar por mínimos cuadrados una recta a la nube de puntos. A partir de dicha recta, se puede estimar la profundidad y la magnitud de la masa total dentro de ciertos límites.

El espectro de potencia se obtiene elevando al cuadrado la Transformada de Fourier. Sin embargo, la suma de funciones no es igual a la suma de los espectros. No obstante, si dichas funciones no están correlacionadas, se acepta estadísticamente que los dobles productos no influyen, en cuyo caso se pueden despreciar y se pueden sumar los espectros. Es decir, si las masas no están relacionadas, los espectros se pueden sumar.

6.2.3.2. Espectro de potencia de dos distribuciones de masa situadas a distintas profundidades

Consideremos dos masas, m_0 y m_1 , situadas a profundidades z_0 y z_1 , de forma que $z_1 \gg z_0$ y $m_1 \gg m_0$.

A una profundidad z_0 tenemos una distribución de masas m_0 y en z_1 una distribución de masas m_1 . En conjunto, ambas masas originan un valor de aceleración de la gravedad en $z=0$ (plano de referencia).

Calculamos el espectro de potencia utilizando la ecuación (14) y suponemos que las masas no están relacionadas para poder sumar los espectros. Llegamos a la expresión:

$$g(f) = 4\pi^2 G^2 \left(m_0^2 e^{-4\pi|f|z_0} + m_1^2 e^{-4\pi|f|z_1} \right) \quad (15)$$

Si los valores de frecuencia son pequeños, próximos a 0, las dos curvas exponenciales tienden a 1, pero como $m_1 \gg m_0$, predomina el efecto de m_1 para valores pequeños de f . Sin embargo, para valores de f grandes, cuando f tiende a infinito las dos exponenciales tienden a cero, de forma que el segundo término lo hace más rápidamente que el primero y, por lo tanto, predomina el efecto de la masa superficial.

En la gráfica del logaritmo neperiano del espectro de potencia se pueden diferenciar tres tramos:

- Regional, donde domina el efecto de la masa más profunda
- Residual, donde domina el efecto de la masa superficial
- Una cola de ruido con pendiente horizontal

Ajustando los tramos mediante rectas, se pueden estimar las profundidades de la masa regional y de la residual. Este aspecto se tratará con más detalle en el siguiente apartado.

6.2.4. ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDADES A PARTIR DEL ANÁLISIS ESPECTRAL

El análisis de Fourier descrito, ya sea unidimensional o bidimensional, constituye una herramienta matemática que puede ser utilizada para analizar datos geofísicos con el fin de obtener información acerca del número y profundidad de las fuentes causantes de las anomalías de los campos potenciales. Existen diferentes métodos, pero fundamentalmente consisten en analizar el espectro de amplitudes de los datos geofísicos relacionándolo con la profundidad media a la que se encuentran los cuerpos. La información obtenida incluye además el rango de frecuencias de las anomalías generadas por cada cuerpo.

6.2.4.1. Conjuntos de datos unidimensionales

Constituye el caso más sencillo de tratamiento de datos geofísicos, ya que utilizamos únicamente datos representados por perfiles sin tener en cuenta la continuación lateral de las anomalías geofísicas.

Supongamos una anomalía representada por una función $g(x)$. Si la expresamos en el dominio de frecuencias, podemos deducir la siguiente expresión (Syberg, 1972) :

$$g(u)^2 = A_1^2 \exp[-2h_1u] + A_2^2 \exp[-2h_2u] + \overline{WN}^2 \quad (16)$$

donde u es la frecuencia angular, A_1 y A_2 dependen de las magnitudes de las masas situadas a profundidades medias h_1 y h_2 , y \overline{WN} representa el ruido blanco. Si representamos el logaritmo neperiano del espectro de potencia, siendo éste el cuadrado de la amplitud de cada armónico, respecto a la frecuencia, cada término exponencial de la ecuación 11 vendrá representado por una segmento lineal cuya pendiente está directamente relacionada con la profundidad media, h_1 y h_2 en cada caso (fig. 6.4) (Spector y Grant, 1970; Treitel *et al.*, 1971; Chakraborty y Agarwal, 1992). De esta manera, podemos hacer una interpretación del espectro de potencia (o del espectro de amplitudes) que nos va a proporcionar tanto el número de fuentes causantes de la anomalía total observada como de sus profundidades medias, así como obtener el intervalo de frecuencias al que corresponde la anomalía que genera cada fuente. A partir de un espectro de este tipo, se ve claramente que las fuentes más profundas generan anomalías de frecuencia más baja (mayor longitud de onda), mientras que las fuentes más someras dan lugar a anomalías cuya frecuencia es mayor (menor longitud de onda). El ruido blanco corresponde al generado durante la adquisición y tratamiento de los datos geofísicos, etc. El caso más frecuente al analizar un espectro de potencia es que se distingan tres segmentos lineales, correspondientes a una fuente regional, una fuente residual y un ruido, aunque podrían aparecer más segmentos si existen fuentes a distintas profundidades que no produzcan una superposición de anomalías de similar longitud de onda. En ocasiones, la separación en tramos lineales no es muy evidente, apareciendo el espectro de potencia como una curva de disminución exponencial progresiva, por lo que la separación de las distintas fuentes se hace más subjetiva y complicada. Es por ello que, generalmente, no se va a conseguir una perfecta separación de los efectos de las fuentes situadas a distinta profundidad, salvo en casos de anomalías con longitudes de onda muy diferentes.

En general, una vez estimado el intervalo de frecuencias correspondiente a cada fuente, la obtención de las profundidades se hace mediante un ajuste por mínimos cua-

drados a los puntos del espectro de potencia que quedan entre cada intervalo de frecuencias, obteniendo la pendiente de dicho ajuste lineal y transformándolo a profundidad. El error en cuanto a la estimación de la profundidad media vendrá definido por el error en el ajuste por mínimos cuadrados al conjunto de datos de cada intervalo.

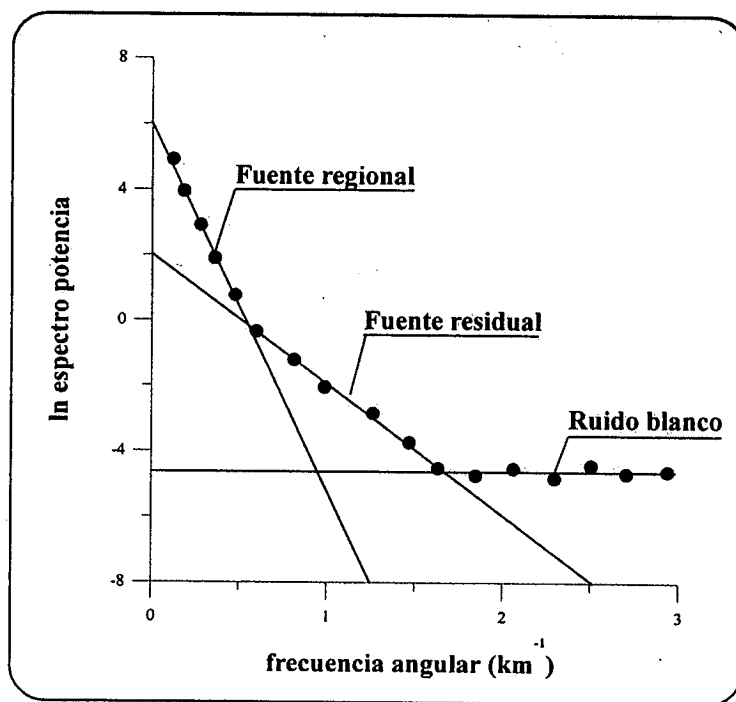


Figura 6.4. Representación ideal del espectro de potencia frente a la frecuencia angular. Los círculos representan cada armónico, y puede observarse cómo se distinguen tres tramos lineales cuyas pendientes están relacionadas con la profundidad de cada fuente.

La figura 6.5 muestra un ejemplo de la dependencia de la profundidad del cuerpo con la pendiente del espectro de potencia de la anomalía observada. En este caso, se ha calculado la anomalía producida por un cuerpo de las mismas dimensiones y contraste de densidad. El cuerpo es de geometría rectangular, con una anchura de 10 Km., una altura de 5 Km. y un contraste de densidad de -0.27 gr/cm^3 . Se ha situado el cuerpo a distintas profundidades, en concreto, se ha situado su techo en la superficie, a 5, 10, 15 y 20 Km. de profundidad, y se ha procedido a calcular la anomalía en cada caso (fig. 6.5a). A continuación, se ha llevado a cabo un análisis de Fourier unidimensional de la función anomalía para cada caso y se ha calculado su espectro de potencia, representándolo frente a la frecuencia. Puesto que la longitud del perfil de anomalía de Bouguer es

la misma en cada caso, la frecuencia es también igual para cada uno de los casos considerados, de manera que lo único que varía es la amplitud de cada curva que va a estar en función de la profundidad del cuerpo. Al tratarse de la anomalía de un único cuerpo, la gráfica del espectro de amplitudes tiene la forma de una función exponencial, en la que puede distinguirse un primer tramo lineal y un decaimiento exponencial progresivo que correspondería a la cola del espectro atribuible al ruido blanco, como atribuible también al hecho de que las amplitudes de los armónicos caen a valores próximos a cero. Realizando el ajuste lineal a los primeros armónicos del espectro de potencia y calculando su pendiente (fig. 6.5b), puede observarse cómo existe una buena coincidencia en general entre la profundidad calculada mediante el método y la real que conocemos por las condiciones de partida de los modelos teóricos.

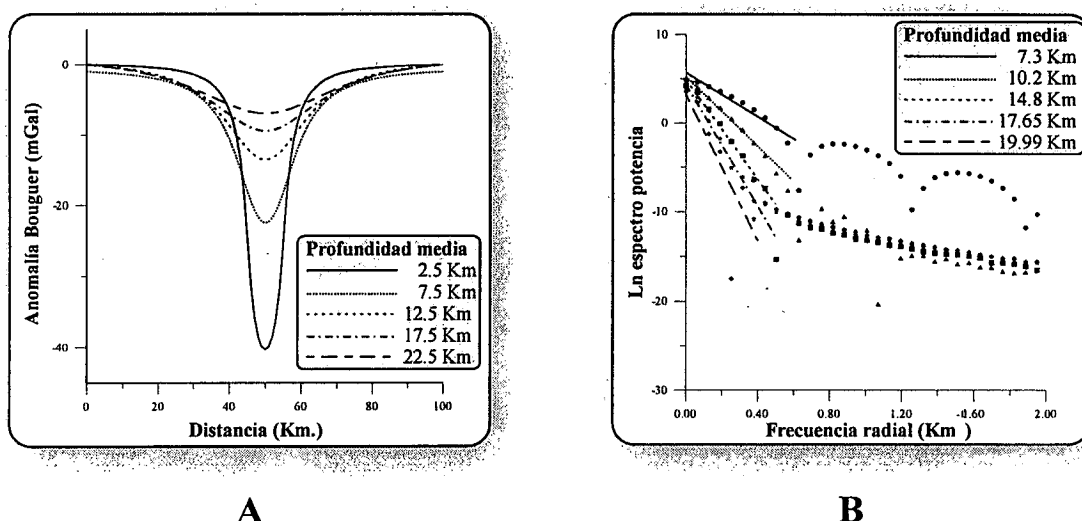


Figura 6.5. (A) Curvas de anomalía de Bouguer para un mismo cuerpo situado a diferente profundidad. (B) Espectros de potencia para cada una de las curvas de anomalía del caso A), junto con la profundidad media de la fuente obtenida mediante el ajuste lineal para cada una de ellas.

En la figura 6.5b se aprecia claramente que, a mayor profundidad del cuerpo causante de la anomalía, mayor es la pendiente del ajuste lineal correspondiente a dicho cuerpo, evidenciándose así la relación directa entre pendiente del ajuste y profundidad. En cuanto a su valor absoluto, las anomalías de los cuerpos superficiales presentan un mayor error en cuanto a la determinación de la profundidad. En concreto, el cuerpo situado a una menor profundidad muestra un espectro de potencia muy característico, con mínimos en las frecuencias múltiplos de las dimensiones horizontales de la fuente (García Abdeslem, 1995), lo que se traduce en un mayor error al efectuar el ajuste lineal por

mínimos cuadrados. Este efecto tiende a desaparecer rápidamente al aumentar la profundidad de la fuente. Sin embargo, a medida que la profundidad aumenta y la curva no tiene una amplitud tan apuntada, el error disminuye y el valor teórico de la profundidad se aproxima mucho al real. De esta forma, la diferencia ambos es de casi 5 Km. en el caso más somero, 2.3 Km. en el caso intermedio, y 2.5 Km. para el caso más profundo.

6.2.4.2. Conjuntos de datos bidimensionales

Cuando se analizan datos geofísicos representados por mapas, se tiene en cuenta la influencia lateral de las fuentes causantes de las anomalías, por lo que la información obtenida es más completa y correcta que en el caso anterior. La interpretación de los datos es idéntica al caso unidimensional, aunque para llegar a interpretar el espectro de potencia bidimensional hay que realizar una transformación para representarlo en forma unidimensional. Esta representación unidimensional de un espectro de potencia bidimensional es lo que se denomina espectro de potencia radial.

El espectro de potencia bidimensional nos proporciona un valor de amplitud para cada armónico, estando éste definido por su número de armónico según la dirección x y por el número de armónico según la dirección y . Como la longitud del mapa no tiene necesariamente que ser la misma en la dirección x que en la y , un mismo número de armónico en cada dirección puede representar diferentes frecuencias, y por lo tanto longitudes de onda, en cada dirección. Además, en el caso de un espectro bidimensional, el número de armónicos es mucho mayor que en el caso unidimensional, ya que tenemos todas las combinaciones posibles entre armónicos de distinto orden para las dos direcciones x e y . Supongamos que un mapa presenta 5 armónicos según cada dirección, el número total de armónicos será de 25, correspondiendo a una matriz bidimensional de 5 filas por 5 columnas. Cada armónico vendrá definido por dos índices, el primero de ellos indica el número de orden según la dirección x y el segundo el número de orden según la dirección y . De esta forma, el armónico (1,4) corresponde a una frecuencia de $\lambda_1/1$ según la dirección x y de $\lambda_2/4$ según la dirección y . Para mapas con un elevado número de filas y columnas, el volumen de datos a manejar en el análisis de Fourier es muy alto, lo que aumenta considerablemente el tiempo de cálculo y hace que sea difícil su tratamiento por la gran cantidad de memoria de ordenador necesaria para efectuar los

cálculos.

Una vez obtenido el espectro de potencia bidimensional, su transformación a un espectro radial se lleva a cabo promediando los valores mediante círculos concéntricos con un origen común (Mishra y Naidu, 1974; Dimitriadis *et al.*, 1987; Tselentis *et al.*, 1988). Supongamos una matriz de n filas por m columnas definida por el número de armónicos según la dirección x e y respectivamente. La posición de cada armónico en la matriz vendrá definida por dos índices (i, j) que indican el número de armónico según cada dirección, siendo n el valor máximo que puede tomar i , y m el máximo valor de j . Si situamos el origen de los anillos concéntricos en el punto $(1,1)$ y definimos unas distancias radiales para cada anillo de 0.5, 1.5, 2.5 y así sucesivamente, basta con calcular los armónicos que caen dentro de los límites de cada anillo, estando dichos límites definidos por los intervalos 0-0.5, 0.5-1.5, 1.5-2.5 y así sucesivamente, y efectuar la media de todos los armónicos para cada intervalo (fig. 6.6). El valor del número de onda unidimensional asignado a cada intervalo es el del valor central, es decir, 0 para el primer intervalo, 1 para el segundo, 2 para el tercero, etc. Por ejemplo, el armónico definido por los índices $(3,2)$, es decir, correspondiente a una longitud de onda de $\lambda/3$ según la dirección x y de $\lambda/2$ según la dirección y , tendrá un número de armónico unidimensional igual a $\sqrt{3^2 + 2^2} = 3.6$ lo que indica que pertenecerá al intervalo comprendido entre 3.5 y 4.5. Al mismo intervalo corresponderán los armónicos definidos por $(2,3)$, $(3,3)$, $(4,1)$, $(1,4)$, por poner algunos ejemplos. La media de todos esos armónicos se asociará al valor del espectro de amplitudes para el número de armónico unidimensional 4, que es el valor medio del intervalo 3.5-4.5.

Una vez realizado este proceso, estamos en condiciones de representar el espectro de potencia de nuestro mapa geofísico de igual manera que el de un perfil unidimensional, y su interpretación será entonces exactamente igual a la ya descrita. Podemos identificar una serie de tramos lineales, generalmente tres, cuya pendiente estará relacionada directamente con la profundidad de la fuente, la cual podremos entonces calcular. En este caso, estamos teniendo en cuenta los efectos laterales de los cuerpos que causan las anomalías observadas, hecho este que no ocurría en el caso de perfiles.

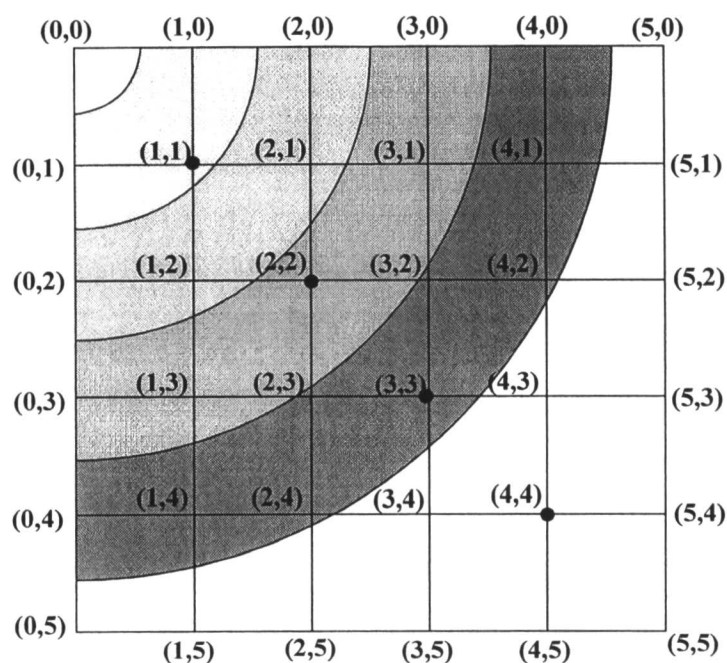


Figura 6.6. Ejemplo de cálculo del espectro radial para un conjunto bidimensional de datos de 5x5 armónicos. El paso de dos dimensiones a una se hace calculando la media de las amplitudes de los armónicos que caen en círculos concéntricos de radio unidad.

6.2.5. SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS A PARTIR DEL ANÁLISIS ESPECTRAL

Una vez determinados el número y la profundidad de las fuentes que causan la anomalía observada a partir del análisis del espectro de potencia, podemos proceder al diseño de filtros que nos permitan separar de la forma más precisa posible la contribución de cada fuente a la anomalía total. De esta forma, podemos eliminar el ruido de nuestro mapa o perfil, así como aislar la anomalía generada por la fuente regional o la residual, según nos convenga.

Tanto en el caso unidimensional como en el bidimensional, vamos a diseñar filtros que actúen sobre el espectro de amplitudes o de potencia, utilizando en cada caso el espectro de potencia unidimensional o el espectro de potencia radial. Posteriormente, tendremos que recurrir a la transformada inversa, unidimensional o bidimensional según el caso, para pasar del espectro filtrado en el dominio de frecuencias al dominio del espacio. Se van a describir dos tipos de filtros similares, ambos diseñados a partir de los

datos obtenidos del análisis espectral.

6.2.5.1. Filtro respuesta ajustado

Teniendo en cuenta que la mayoría de los filtros usados en geofísica necesitan que no se produzca un cambio en la fase de la señal, Syberg (1972) y Spector (1975) de forma análoga a la ecuación 11, han expresado el espectro de amplitudes como :

$$g(u) = A_1 \exp[-h_1 u] + A_2 [-h_2 u] + \overline{WN} \quad (17)$$

donde los símbolos son los mismos que en la ecuación 16.

Podemos expresar este espectro de amplitudes como :

$$g(u) = A_1 \exp[-h_1 u] w(u) \quad (18)$$

donde

$$w(u) = 1 + A_2 \exp\{(h_1 - h_2)u\} / A_1 + \overline{WN} \exp(h_1 u) / A_1 \quad (19)$$

La ecuación 18 sería el resultado del producto del espectro de amplitudes de una fuente regional y una función $w(u)$ que se denomina filtro respuesta ajustado. Por lo tanto, si multiplicamos el espectro de amplitudes del campo total $g(u)$ por la inversa del filtro respuesta ajustado $w(u)$ obtendremos el espectro de amplitudes correspondiente a la fuente regional. La transformada inversa de este espectro nos proporcionará la anomalía asociada a la fuente regional en el dominio del espacio. De forma similar, podemos calcular el filtro respuesta ajustado correspondiente a la fuente regional y al ruido blanco. Estos filtros serían respectivamente :

$$v(u) = 1 + A_1 \exp\{(h_2 - h_1)u\} / A_2 + \overline{WN} \exp(h_2 u) / A_2 \quad (20)$$

$$\overline{WN}(u) = 1 + A_1 \exp(-h_1 u) / \overline{WN} + A_2 \exp(-h_2 u) / \overline{WN}$$

Multiplicando el campo total observado por la inversa de cada uno de estos filtros, obtendremos los espectros de la fuente regional y del ruido blanco, cuyas transformadas inversas representan la anomalía de cada fuente en el dominio del espacio.

Puede ocurrir que una anomalía observada esté compuesta por más de dos componentes, por lo que podemos generalizar la ecuación 17 para incorporar N distintos niveles de profundidad h_i (Syberg, 1972 ; Pedersen, 1991), de la forma :

$$g(u) = \sum_{i=1}^N A_i \exp(-h_i u) + \overline{WN} \quad (21)$$

de manera que el filtro respuesta ajustado para, por ejemplo, el nivel j vendría definido por :

$$w_j(u) = \sum_{i=1}^N \left[A_i \exp\left\{(h_j - h_i)u\right\} / A_j \right] + \overline{WN} \exp(h_j u) / A_j \quad (22)$$

6.2.5.2. Filtro tipo Wiener

De manera similar al anterior, se utilizan una serie de datos obtenidos a partir del espectro de potencia de la anomalía observada para diseñar filtros que nos separen, en el dominio de las frecuencias, los efectos de las fuentes regional, residual y ruido, cuya transformada inversa nos proporcionará dichos efectos en el dominio del espacio.

Como describen Gupta y Ramani (1980), la teoría de filtros de Wiener (1949) considera que la señal total observada t , para nuestro caso geofísica, es la suma de una señal s y un ruido n , de manera que permite diseñar un filtro lineal óptimo cuya salida d se aproxime lo más posible desde un punto de vista estadístico a la señal s . En el dominio de las frecuencias, el filtro óptimo tiene una respuesta $H_{opt}(f)$ la cual minimiza el error medio cuadrático entre d y s y viene expresada por :

$$H_{opt}(f) = \frac{P_s(f)}{P_s(f) + P_n(f)} = \frac{P_s(f)}{P_t(f)} \quad (23)$$

donde f es la frecuencia, $P_s(f)$ es el espectro de potencia de la señal, $P_n(f)$ es el espectro de potencia del ruido y $P_t(f)$ es el espectro de potencia de la señal total. En el caso de mapas geofísicos, todos estos espectros son radiales, es decir, una vez transformados de dos dimensiones a una.

Dado un espectro de potencia, para una frecuencia determinada f vamos a denominar como $x(f)$ al valor del espectro de potencia de la señal para esa frecuencia, y denominamos $y(f)$ al espectro de potencia del ruido para esa misma frecuencia f . A partir

de la ecuación 23 tenemos que :

$$H_{opt}(f) = \frac{P_s(f)}{P_t(f)} = 1 - \frac{P_n(f)}{P_t(f)} = 1 - \frac{e^{y(f)}}{e^{[x(f)+y(f)]}} = 1 - e^{-x(f)} \quad (24)$$

De forma similar, si $z(f)$ es la distancia logarítmica entre el nivel residual escogido y el espectro de la señal total, el filtro regional óptimo vendrá definido por :

$$H_{reg}(f) = 1 - e^{-z(f)} \quad (25)$$

y el filtro residual a su vez vendrá expresado por :

$$H_{res}(f) = [1 - H_{reg}(f)] \cdot H_{opt}(f) \quad (26)$$

Todos los valores $x(f)$, $y(f)$ y $z(f)$ pueden calcularse directamente a partir del análisis del espectro de potencia. Una vez diseñados los filtros para cada fuente, regional y residual (fig. 6.7), su producto en el dominio de las frecuencias por el espectro de la señal total nos proporciona los espectros de las fuentes regional y residual, cuya transformada inversa nos proporcionará la anomalía de dichas fuentes en el dominio del espacio.

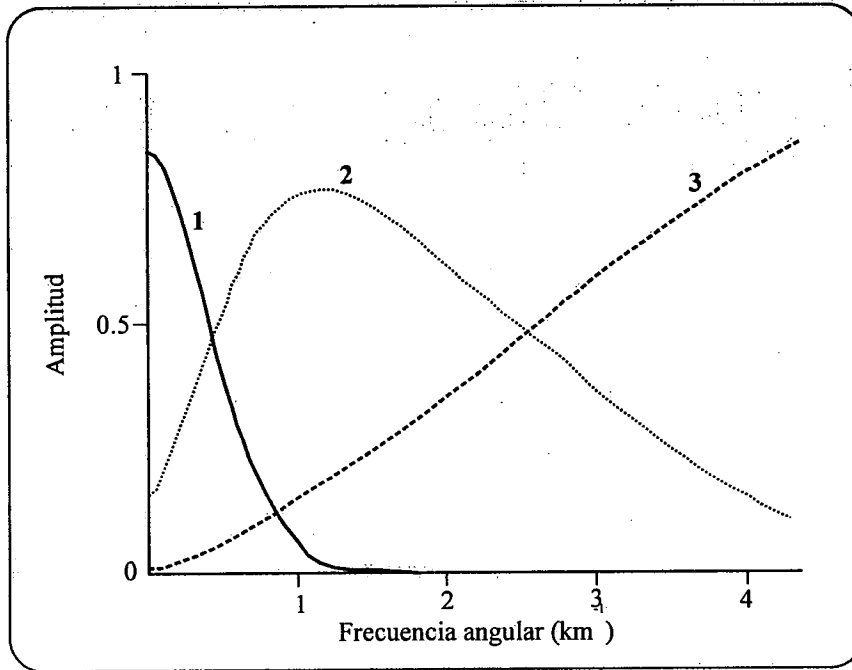


Figura 6.7. Representación gráfica de los filtros diseñados para la separación regional-residual. La curva 1 representa el filtro respuesta regional, la número 2 el filtro residual y la 3 el correspondiente al ruido blanco.

Un filtro similar de tipo Wiener descrito por Pawlowski (1994) que ha proporcionado buenos resultados (Beatriz Introcaso, comunicación personal) es el que se describe a continuación. A partir de lo visto en el apartado sobre el espectro de potencia de una distribución de masas en profundidad, si $P(f)$ es el espectro debido a dos masas m_0 y m_1 ubicadas respectivamente a profundidades z_0 y z_1 , y $P_1(f)$ representa el espectro debido a la masa más profunda m_1 , se puede aproximar:

$$\frac{P_1(f)}{P(f)} \approx \frac{4\pi^2 G^2 (m_1^2 e^{-4\pi|f|z_1})}{4\pi^2 G^2 (m_0^2 e^{-4\pi|f|z_0} + m_1^2 e^{-4\pi|f|z_1})} = \frac{1}{\left(\frac{m_0}{m_1}\right)^2 e^{4\pi|f|(z_1-z_0)} + 1} \quad (27)$$

y por lo tanto

$$P_1(f) \approx \frac{P(f)}{\left(\frac{m_0}{m_1}\right)^2 e^{4\pi|f|(z_1-z_0)} + 1} \quad (28)$$

Esta expresión relaciona el espectro observado con el espectro de la parte regional exclusivamente. Si a partir de las ordenadas al origen y las pendientes de las rectas que aproximan al espectro se han estimado los valores m_0 , m_1 , z_0 y z_1 , esto sugiere aplicar un filtro al espectro total para obtener el espectro regional, lo cual significa simplemente multiplicar $P(f)$ por la función

$$\frac{1}{\left(\frac{m_0}{m_1}\right)^2 e^{4\pi|f|(z_1-z_0)} + 1} \quad (29)$$

En forma similar, se puede aplicar este filtro a la transformada de Fourier del perfil gravimétrico, obteniendo:

$$P_1(f) \approx \frac{P(f)}{\left(\frac{m_0}{m_1}\right)^2 e^{4\pi|f|(z_1-z_0)} + 1} \quad (30)$$

Esta ecuación aparece en el trabajo de Jacobson (1987) y se desarrolla a partir del trabajo de Spector y Grant (1970).

Para obtener el efecto regional, aplicamos la inversa de la transformada de Fourier, y finalmente la anomalía residual se obtiene por diferencia entre el efecto total y el regional.

6.2.6. INVERSIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS

Constituiría el proceso final de interpretación de datos geofísicos, principalmente gravimétricos, en el cual podemos transformar la señal geofísica previamente aislada por los métodos descritos anteriormente en la geometría de la superficie que genera dicha anomalía observada, regional o residual. En el caso de los datos gravimétricos, el proceso de inversión requiere conocer algunos datos de partida como son la profundidad media a la que se encuentra la interfase que genera la anomalía regional o residual observada, la cual conocemos por el análisis del espectro de potencia, y el contraste de densidad entre los materiales que separa dicha interfase. Existen distintos métodos de inversión de datos geofísicos, describiendo aquí uno para el caso de datos unidimensionales y otro para bidimensionales.

6.2.6.1. Inversión de datos unidimensionales

El método descrito aquí es el denominado seno x / x por Tomoda y Aki (1955), descrita también por Thanassoulas y Tsokas (1985). Este método de inversión es válido para determinar las ondulaciones de una superficie $f(x)$ que no son muy grandes comparadas con la profundidad media h a la que se encuentra dicha superficie, o lo que es lo mismo, que cumpla que $h \gg f(x)$. Dada una anomalía, por ejemplo gravimétrica, definida por $g(x)$ debida al relieve de una interfase $f(x)$ con un contraste de densidad σ_0 , situada a una profundidad media h , podemos establecer que la distribución de masas $m(x)$ que origina dicha anomalía vendrá expresada por :

$$m(x) = \sigma_0 f(x) \quad (31)$$

Por otra parte, la anomalía gravimétrica puede expresarse en forma de series trigonométricas como :

$$\Delta g(x) = B_m \cos mx \quad (32)$$

y la distribución de densidades obedece a la ley :

$$m(x) = \frac{1}{2\pi G} B_m \cos mxe^{mh} \quad (33)$$

donde G es la constante de gravitación universal.

Integrando la ecuación 32 respecto a m, tenemos que :

$$\Delta g(x) = b \int_0^1 \cos mxdm = b \frac{\sin x}{x} \quad (34)$$

Combinando 33 y 34 tenemos que la distribución de masas vendrá definida por :

$$m(x) = \frac{b}{2\pi G} \int_0^1 \cos mxe^{mh} dm = \frac{b}{2\pi G} \frac{1}{x^2 + h^2} \left[\{h \cos x + x \sin x\} e^h - h \right] \quad (35)$$

Si $x=n\pi$, lo que significa que tomamos el intervalo entre estaciones gravimétricas como π , tenemos que :

$$m(n\pi) = \frac{b}{2\pi G} \frac{h}{h^2 + (nh)^2} [\pm e^h - 1] \quad (36)$$

correspondiendo el signo más a n par y el signo menos a n impar.

Si igualamos la profundidad h a π y el valor de $\Delta g(x)$ lo conocemos con un intervalo de datos constante de valor h, entonces :

$$m(n) = \frac{b}{2\pi^2 G} \frac{1}{1+n^2} \{\pm e^\pi - 1\} = b\Phi(n) \quad (37)$$

de manera que esta expresión nos da la masa en un punto situado bajo la estación gravimétrica con anomalía b.

Si denominamos como $b_{-3}, b_{-2}, b_{-1}, b_0, b_1, b_2, b_3$, etc. a los valores de anomalía de Bouguer restándoles el valor medio del perfil gravimétrico y equidistantes entre sí un espaciado de π , estos valores de anomalía corresponderán a desviaciones del relieve $f(x)$ respecto de un valor medio $d=\pi$. Por lo tanto, para cada punto, $m(n\pi)$ se calcula me-

dianter las relaciones del tipo :

$$\begin{aligned}
 m(-\pi) &= \dots + b_{-3}\Phi_2 + b_{-2}\Phi_1 + b_{-1}\Phi_0 + b_0\Phi_{-1} + b_1\Phi_{-2} + \dots \\
 m(0) &= \dots + b_{-3}\Phi_3 + b_{-2}\Phi_2 + b_{-1}\Phi_1 + b_0\Phi_0 + b_1\Phi_{-1} + \dots \\
 m(\pi) &= \dots + b_{-2}\Phi_3 + b_{-1}\Phi_2 + b_0\Phi_1 + b_1\Phi_0 + b_2\Phi_{-1} + \dots
 \end{aligned}
 \tag{38}$$

de manera que posteriormente convertimos los valores de $m(n\pi)$ a desviaciones del relieve respecto a un valor medio mediante la relación de la ecuación 31, es decir, dividiendo por el contraste de densidad de la interfase. A los valores así calculados de $f(x)$, para transformarlos a valores reales de profundidad, habrá que sumarle la profundidad media de la interfase que hemos obtenido a partir de las pendientes de los tramos lineales del análisis del espectro de potencia.

6.2.6.2. Inversión de datos bidimensionales

El método aquí descrito es el de Parker (1972), que aparece posteriormente utilizado en otros trabajos como por ejemplo el de Oldenburg (1974). Aunque se basa en la inversión de datos geofísicos mediante el uso de la transformada de Fourier inversa unidimensional, se incluye en este apartado ya que se puede aplicar de forma inmediata al caso de una transformada de Fourier bidimensional. Por lo tanto, es válido para obtener la geometría de la superficie que genera una anomalía geofísica determinada representada por un mapa. Una condición que presenta el método es que la totalidad de la masa que produce la anomalía debe quedar por debajo del plano horizontal que representa el plano de observación, lo que se cumple en la mayor parte de los supuestos gravimétricos y aeromagnéticos.

Si consideramos la atracción gravimétrica producida por una lámina situada a una profundidad media z_0 cuya geometría viene definida por $h(x)$ y cuya densidad se expresa mediante σ , podemos expresar la transformada de Fourier de la anomalía de Bouguer como :

$$F(\Delta g) = -kF(U) \tag{39}$$

donde k es el número de onda y $F(U)$ es la transformada de Fourier del potencial gravitatorio. Podemos desarrollar entonces la expresión anterior como una suma de transformadas de Fourier, de la forma :

$$F(\Delta g) = -2\pi G \sigma e^{(-kz_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (40)$$

donde G es la constante de gravitación universal. A partir de esta expresión, vemos que existe una relación directa entre la transformada de Fourier de la anomalía de Bouguer $F(\Delta g)$ y la transformada de Fourier de la geometría de la interfase $F[h(x)]$, pudiendo pasar de una a otra indistintamente. Normalmente el proceso es iterativo, de manera que se calcula la topografía que produciría la anomalía de Bouguer para el primer término de la serie, y con esa topografía se calcula la anomalía de Bouguer para el siguiente término de la serie, y así sucesivamente hasta llegar a un número máximo de iteraciones o bien hasta alcanzar un criterio de convergencia. Una vez obtenida una topografía $h(x)$ para la interfase, es conveniente calcular la anomalía producida por ella para comprobar que se ajusta bien a la anomalía observada utilizada como dato de entrada en el proceso iterativo.

Para que exista solución, la suma de transformadas de Fourier debe ser convergente, pero también el proceso iterativo para calcular $h(x)$ debe ser convergente. En cuanto a la convergencia de la suma de transformadas, según Parker (1972) y Oldenburg (1974), si z_0 es mayor que 0 dicha suma es siempre convergente si se cumplen unas condiciones. Por un lado, la lámina de material cuya topografía se quiere conocer debe desvanecerse a una cierta distancia (es decir, $h(x)=0$ a partir de cierta distancia) y debe estar siempre por debajo del plano horizontal de observación. En principio, esto es válido para casi cualquier supuesto geofísico. Si se cumple esto, la serie es uniformemente convergente para todo k siempre que $H/z_0 < 1$ siendo H el máximo valor de la topografía $h(x)$. Es decir, que la amplitud de la topografía a calcular debe ser inferior a su profundidad respecto al plano de observación. Por lo que respecta a la velocidad de convergencia, ésta es máxima cuando H/z_0 es mínimo, lo que sucede cuando z_0 es la mediana de los valores máximos y mínimos de $h(x)$. Esto no ocurre cuando el material cuya topografía se quiere calcular alcanza el plano de observación, ya que entonces H/z_0 es igual a 1, pero sí se cumple en todos los demás casos.

Asegurada pues la convergencia de la suma de transformadas de Fourier, la convergencia del algoritmo puede controlarse (Oldenburg, 1974) estableciendo que el error

medio cuadrático entre dos aproximaciones sucesivas de $h(x)$ sea menor que un valor escogido arbitrariamente. El algoritmo diverge si este error entre dos iteraciones sucesivas comienza a aumentar.

Si $h(x)$ es una función bidimensional, vendrá definida como $h(x, y)$, debiendo expandir la ecuación 35 a su forma bidimensional pero resultando el método igualmente aplicable.

El proceso de inversión, así como los cálculos de espectros de amplitudes y análisis espectral en general, se ha realizado mediante la programación y utilización de los algoritmos de cálculo del programa MATLAB R11 (especialmente las rutinas de transformada de Fourier directa e inversa) a partir de una licencia concedida por el Centro de Cálculo de la Universidad Complutense de Madrid. Para la obtención del espectro radial, se utilizó un programa creado a partir del lenguaje de programación Visual Basic (RADIAL, Gómez Ortiz, 2000).

6.3. ANÁLISIS DE LAS FUENTES CAUSANTES DE LAS ANOMALÍAS EN EL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

6.3.1. RESULTADOS OBTENIDOS DEL AJUSTE POLINÓMICO

Como se describió en el apartado sobre la metodología del ajuste polinómico, para una primera estimación de la separación regional-residual en nuestro área de estudio se ha procedido en primer lugar a la obtención de los polinomios de grado 1 a 6 correspondientes al mapa de anomalías de Bouguer mencionado al principio de este capítulo. El cálculo de las superficies de tendencia correspondientes a los polinomios hasta el grado 6 se llevó a cabo mediante el programa Rockware y el resultado se muestra en la figura 6.8.

Como es lógico, el polinomio o superficie de tendencia de grado 1 viene definido por un plano, y en este caso se caracteriza por presentar pendiente hacia el ENE, de manera que los valores disminuyen desde -50 mGal al oeste hasta los -95 mGal al este (A, en la figura 6.8).

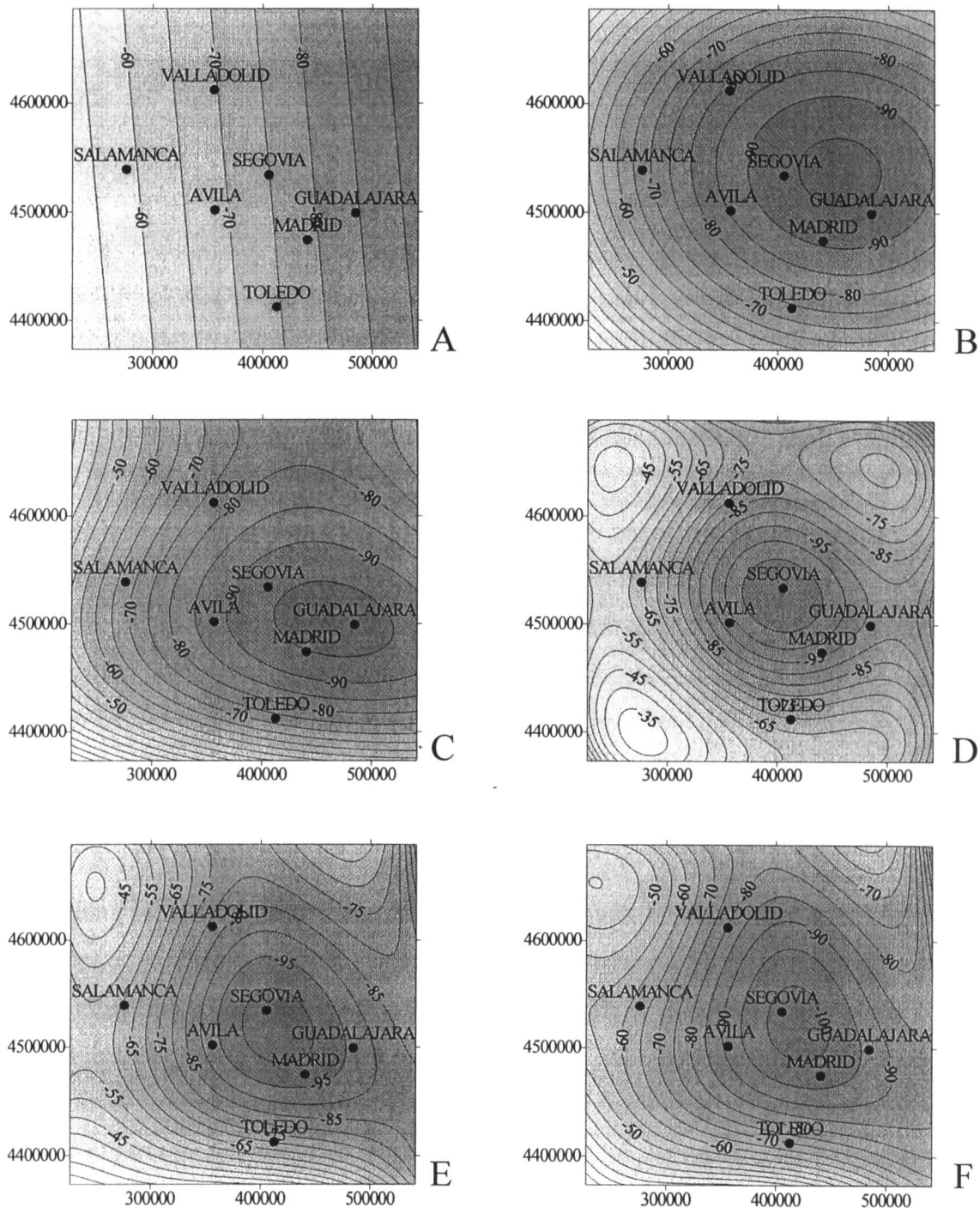


Figura 6.8. Superficies de tendencia desde el grado 1 (A) hasta el 6 (F) ajustadas para el mapa de anomalías de Bouguer observado que se describió al comienzo de este capítulo. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

En cuanto al polinomio de grado 2 (B, en la figura 6.8), su geometría viene definida por un único mínimo que presenta un valor de -95 mGal y que se encuentra desplazado hacia el este respecto al centro del área.

El polinomio de grado 3 (C en la figura 6.8) muestra ya una geometría algo más compleja, aunque básicamente continúa siendo un mínimo absoluto de -95 mGal de valor desplazado hacia el este, con forma ligeramente alargada en dirección este-oeste en vez de totalmente circular.

El polinomio de grado 4 (D en la figura 6.8) muestra ya una mayor complejidad estando representado por un mínimo absoluto centrado en la zona de estudio y con un valor de -105 mGal, de forma circular, rodeado por cuatro máximos relativos situados en las esquinas de la zona estudiada, con valores de entre -40 y -65 mGal.

En cuanto a los polinomios de grado 5 y 6, son muy semejantes entre sí (E y F en la figura 6.8), indicando la presencia de un máximo absoluto de -100 mGal centrado en el área de estudio y con ligera orientación norte-sur, bordeado por dos máximos relativos al norte, con valores de alrededor de -40 y -65 mGal, y una zona de gradiente al sur de orientación casi este-oeste que llega a alcanzar un valor máximo de -25 mGal. Estos mapas de tendencia muestran ya un buen parecido con el mapa total observado en cuanto a sus rasgos generales se refiere.

Aplicando el método de Zeng (1989) y proyectando en un gráfico el grado del polinomio frente al valor de la varianza entre la diferencia de cada superficie de tendencia y el mapa total observado (figura 6.9), se observa que el punto de inflexión para nuestro caso concreto correspondería al polinomio de grado 2, ya que es a partir de él cuando el valor de la varianza disminuye claramente a un ritmo más suave. Así pues, a la vista de este gráfico podemos deducir que la superficie de tendencia representada por el polinomio de grado 2 representaría el mapa de anomalías de Bouguer correspondiente a la fuente regional para nuestra zona de estudio.

6.3.2. MAPAS DE ANOMALÍA REGIONAL Y RESIDUAL OBTENIDOS MEDIANTE EL AJUSTE POLINÓMICO

En la figura 6.10 se han representado el mapa de anomalías de Bouguer de la fuente regional, correspondiente a la superficie polinómica de orden 2, y el de la fuente

residual, obtenido a partir de la resta del efecto de la fuente regional al mapa de anomalías de Bouguer observado.

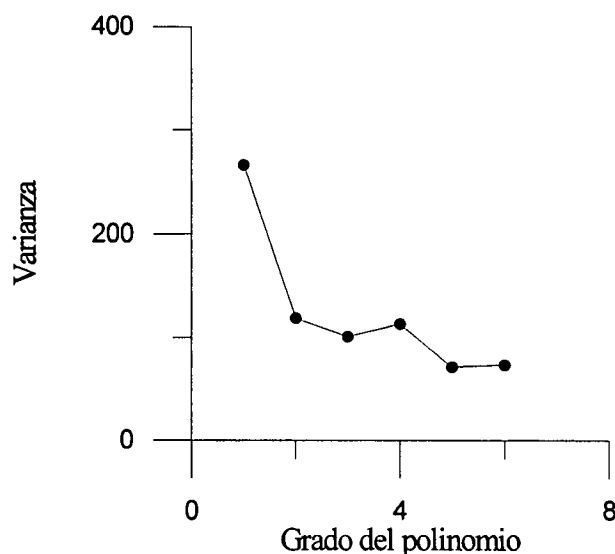


Figura 6.9. Gráfico del grado del polinomio o superficie de tendencia frente al valor de la varianza. Se observa claramente que el cambio de pendiente se produce en el polinomio de grado 2, siendo éste por lo tanto el más adecuado para describir la contribución gravimétrica de la componente regional.

Mapa de anomalía regional

El mapa de anomalía de Bouguer regional presenta un mínimo relativo centrado al este de Segovia y norte de Guadalajara. El mínimo alcanza valores inferiores a -95 mGal. Este mapa representa el efecto gravimétrico de las fuentes profundas, por lo que se asume que estas fuentes están relacionadas con la geometría del Moho, discontinuidad de densidad de primer orden en la litosfera. En consecuencia, el mínimo relativo, refleja un descenso de la superficie del Moho, relacionado con un engrosamiento muy localizado de la corteza. No obstante, no se puede descartar que simplemente represente cambios laterales de densidad en la corteza media o inferior.

Mapa de anomalía residual

La distribución de las anomalías en el mapa residual se asemeja al mapa de anomalías de Bouguer observado (fig. 6.10). Los gradientes que delimitan el Sistema

Central y los mínimos asociados a las cuencas sedimentarias adyacentes quedan incluidos en las fuentes residuales, que ya han sido atribuidas a la distribución de densidades en la corteza superior principalmente (ver el apartado de análisis cualitativo del mapa de anomalías de Bouguer). Antes de establecer la relación de estas anomalías residuales con la geología de la zona se van a exponer los resultados obtenidos mediante el análisis espectral.

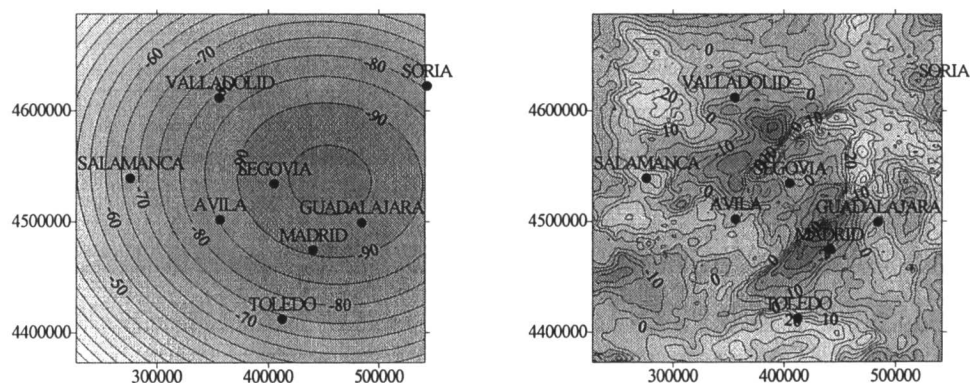


Figura 6.10. Mapa de anomalías de Bouguer regional obtenido a partir de la superficie polinómica de grado 2 (izquierda) y mapa residual de anomalías de Bouguer (derecha) obtenido por sustracción del mapa anterior al de anomalías de Bouguer observado. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

6.4. RESULTADOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS ESPECTRAL

Como se ha descrito en el apartado de metodología, el análisis espectral es una técnica estadística basada en la descomposición de la distribución espacial de una señal en los armónicos que contiene. La representación del logaritmo neperiano del espectro de potencia en función de la frecuencia radial permite establecer la profundidad media de las fuentes que generan la señal, en este caso la anomalía de Bouguer, y estimar la magnitud de la fuente regional. Ambos parámetros dependen del tamaño del mapa, que a su vez determina la longitud de onda del primer armónico, y del tamaño de la malla elegido, que define el intervalo de número de onda representado.

Antes de proceder a la separación regional residual, se han estudiado estas influencias en el mapa de anomalías de Bouguer.

Influencia del espaciado de la malla

En la figura 6.11 están representados los mapas de anomalías de Bouguer obtenidos a partir de la interpolación mediante *kriging* con distintos espaciados.

Aunque la similitud entre ellos es evidente, la comparación con los datos de partida, datos calculados en cada estación antes de la interpolación, con los mapas elaborados demuestra que las diferencias son menores a medida que el espaciado es menor. Por lo tanto, los datos interpolados se aproximan más a los valores medidos en cada estación. Como es natural, existe un límite representado por la distancia media entre estaciones. Valores inferiores a ese límite introducen ruido en el mapa elaborado.

Para cada uno de estos mapas de anomalías de Bouguer se ha calculado el espectro radial. En la figura 6.12 están representados los correspondientes cálculos de las profundidades medias de las fuentes. Se observa que al aumentar el espaciado, aumenta ligeramente el valor del logaritmo neperiano del espectro de potencia de los primeros armónicos. En todos los casos se han diferenciado tres tramos. A los dos primeros, caracterizados por mayores pendientes, se les ha ajustado una recta mediante mínimos cuadrados. La pendiente de esta recta es proporcional a la profundidad media de las fuentes correspondientes a esas frecuencias. Como queda patente, las diferencias en el espaciado de la malla no alteran los resultados de profundidad, pero sí el valor de la ordenada en el origen para las rectas. Como éste está relacionado con la magnitud de la masa de cada fuente, se obtienen distintos resultados para este parámetro en función del espaciado de malla elegido.

Influencia del tamaño del mapa

Como se ha mencionado al comenzar el capítulo, para la separación regional-residual se ha elegido un tamaño del mapa de anomalías de Bouguer en el que estuviera incluida la longitud de onda calculada a partir de la geometría del Moho estimada en el modelo sísmico de Suriñach y Vegas (1988).

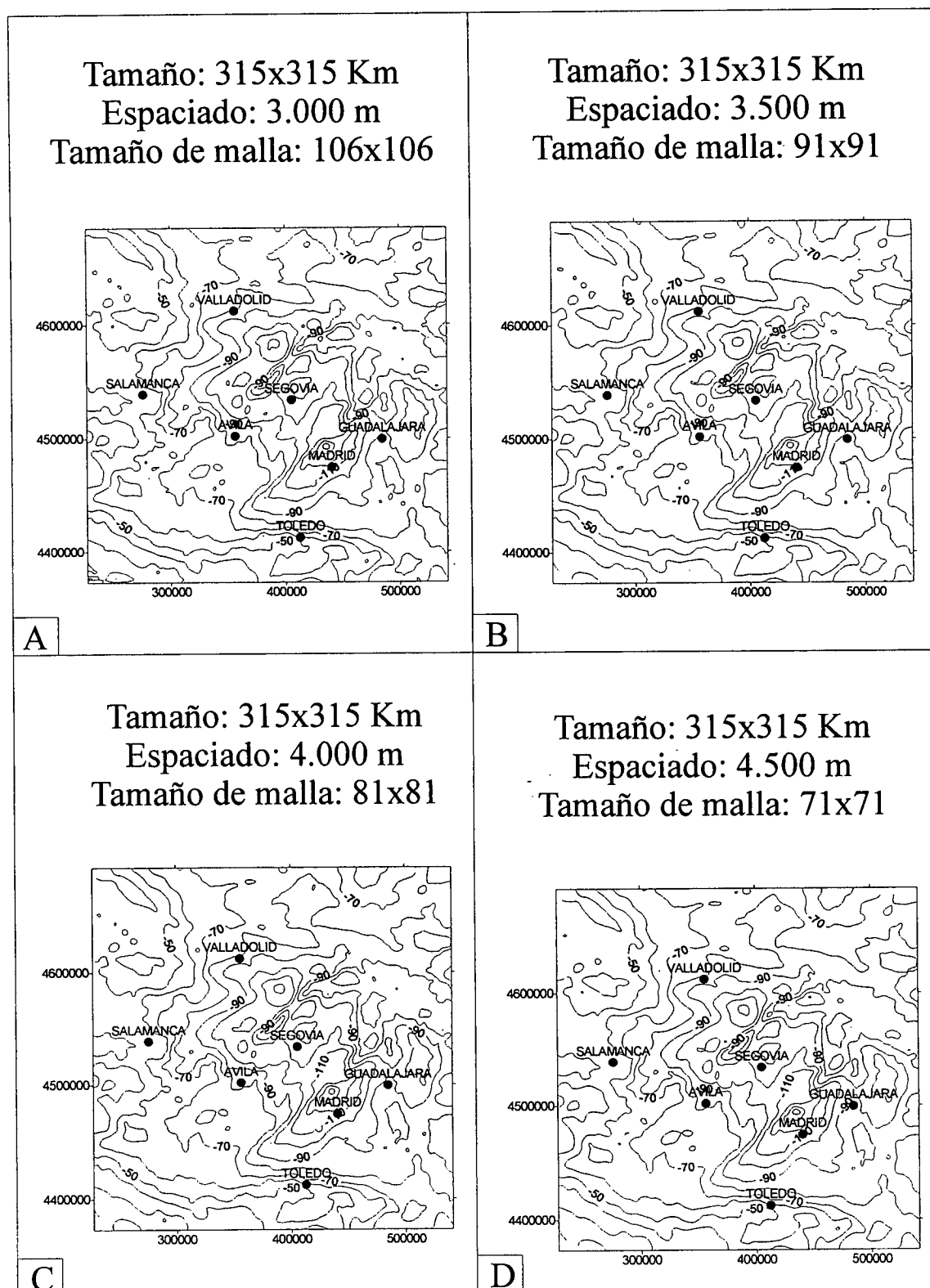


Figura 6.11. Características de los 7 mapas utilizados para determinar la influencia del espaciado de la malla y del tamaño del mapa sobre el análisis espectral. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

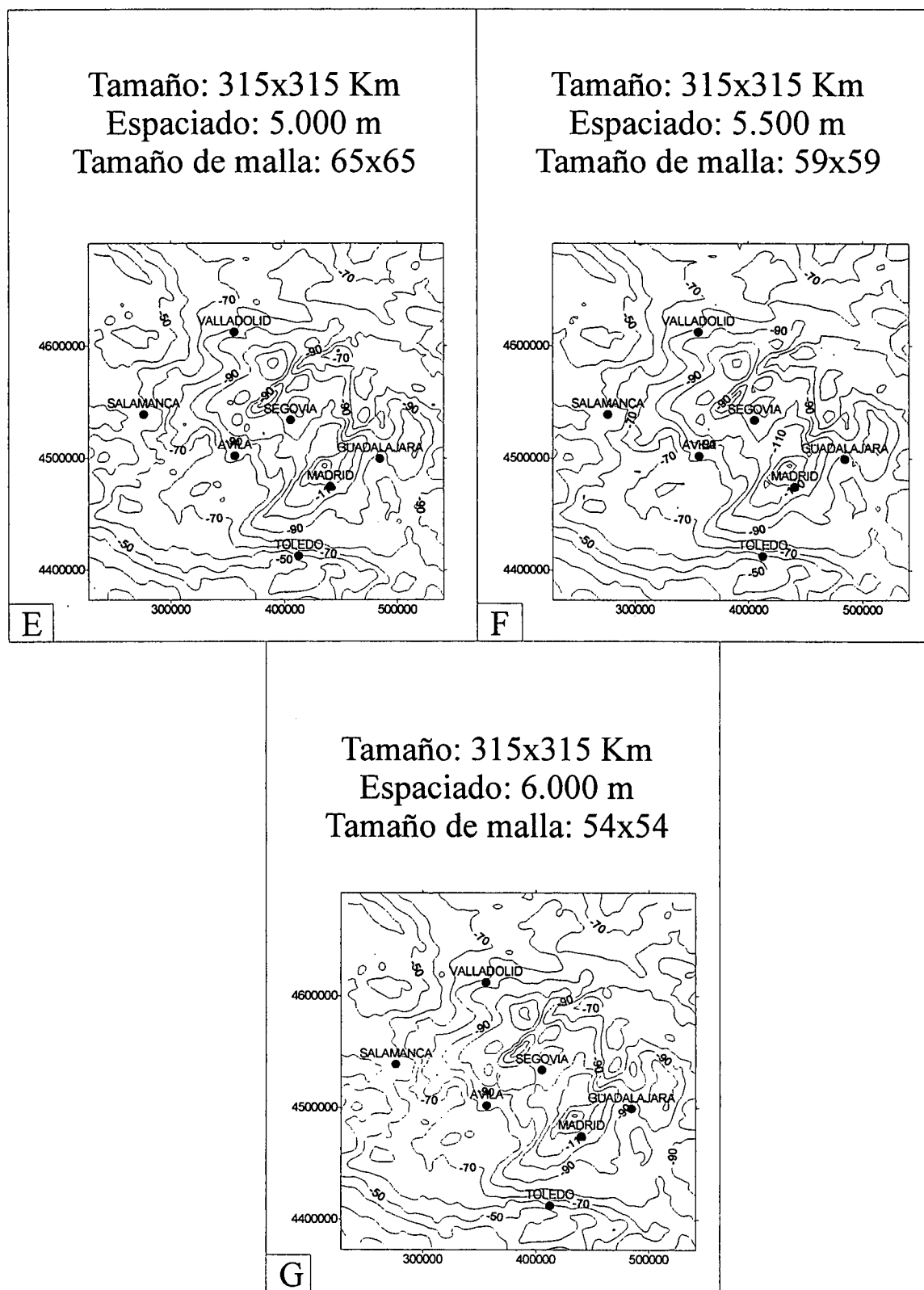


Figura 6.11. (Continuación)

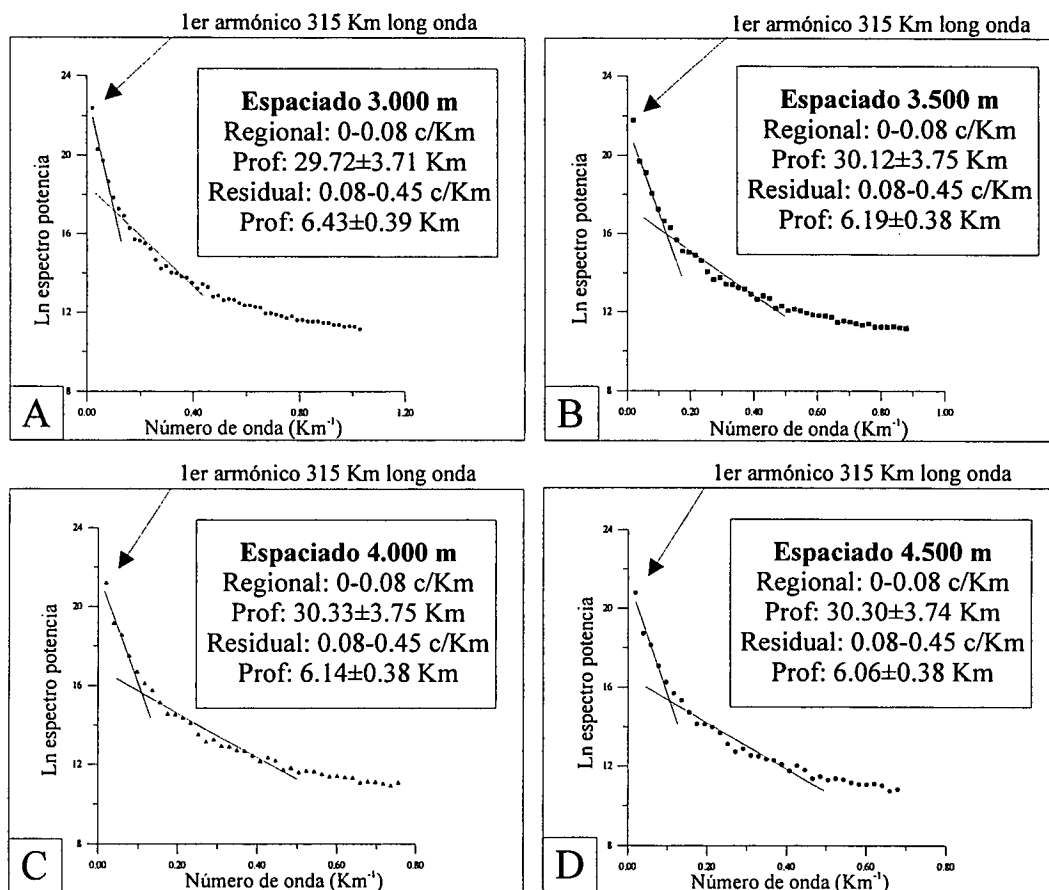


Figura 6.12. Gráfico del \ln del espectro de potencia frente al número de onda para cada uno de los mapas de la figura 6.11. Se indica el intervalo de frecuencias y las profundidades medias obtenidas para cada fuente en cada caso. Para la explicación del efecto del tamaño de la malla y el tamaño del mapa, ver el texto.

Los resultados anteriores muestran que esta elección ha sido correcta ya que la fuente más profunda se sitúa a una profundidad media de 30 Km, similar a la calculada por métodos sísmicos (p. ej. ILIHA DSS Group, 1993). Para generalizar la estabilidad de este resultado, se ha aplicado el procedimiento en mapas de anomalías de Bouguer de menor extensión (fig. 6.13).

En este caso, sí existe una disparidad en las profundidades obtenidas. Como se observa en la figura 6.14, cuando el primer armónico tiene una longitud de onda de 152 kilómetros, la profundidad de la fuente regional se sitúa en unos 18 kilómetros. Este hecho revela que el tamaño del mapa escogido es muy importante a la hora de determinar la profundidad de las fuentes, hecho que ha sido indicado por diversos autores en los trabajos indicados en el apartado anterior de metodología, aunque en general no dan una relación cuantitativa. Sin embargo, Regan y Hinze (1976) indican que para el caso de campos gravitatorios, se requiere un tamaño del mapa al menos seis veces superior a la

profundidad de la fuente que se desea obtener para que el error en su determinación sea inferior al 10%. Este dato parece estar de acuerdo con nuestras observaciones, ya que para mapas con más de 165 kilómetros de tamaño se ha obtenido una solución bastante homogénea para una fuente a 30 kilómetros de profundidad, mientras que por debajo de ese valor el error es importante (caso B, figura 6.14). Por otra parte, se observa que la profundidad de la fuente regional aumenta si el primer armónico tiene una longitud de onda de 252 kilómetros.

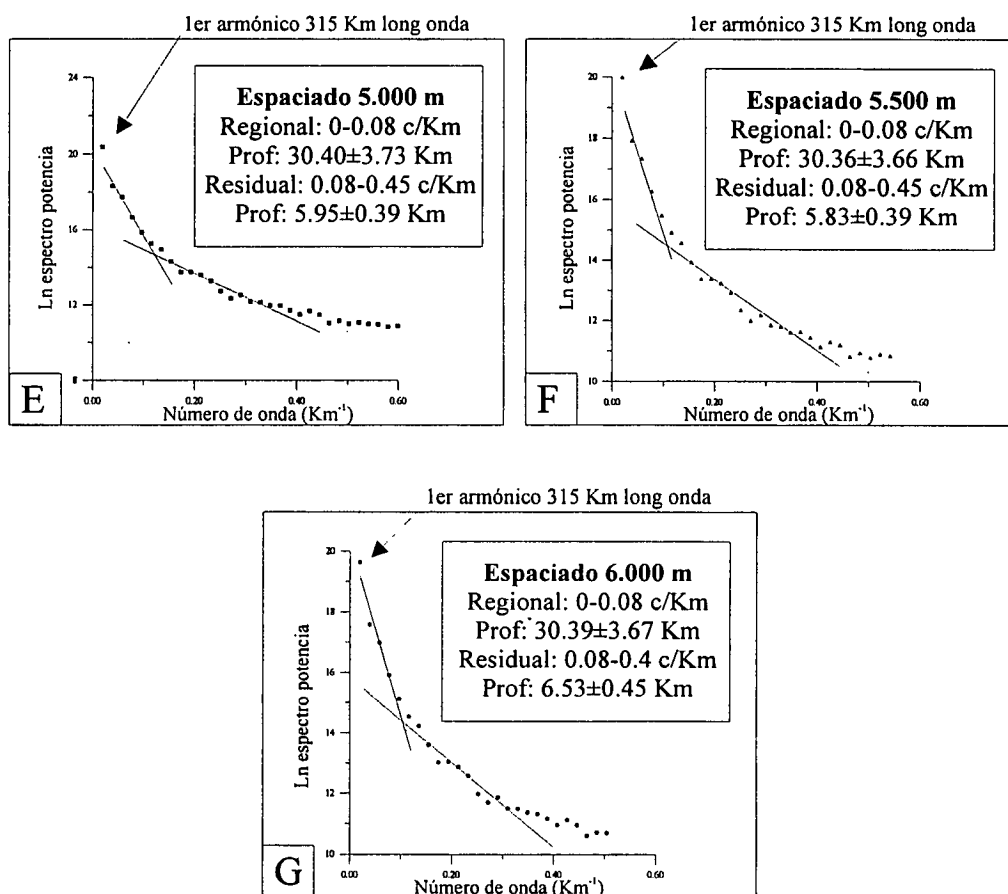


Figura 6.12. (Continuación).

Uno de los problemas del análisis espectral es la posible superposición de los efectos de las fuentes superficiales y profundas cuando las longitudes de onda son muy parecidas (Chakraborty y Agarwal, 1992). En el caso que nos ocupa, la suma del déficit de masa asociado al relleno de las cuencas sedimentarias más el déficit relacionado con el posible engrosamiento cortical, puede ser la causa del descenso de la fuente regional. El mapa de anomalías de Bouguer se restringe prácticamente en este caso al mínimo relativo que caracteriza el Centro Peninsular.

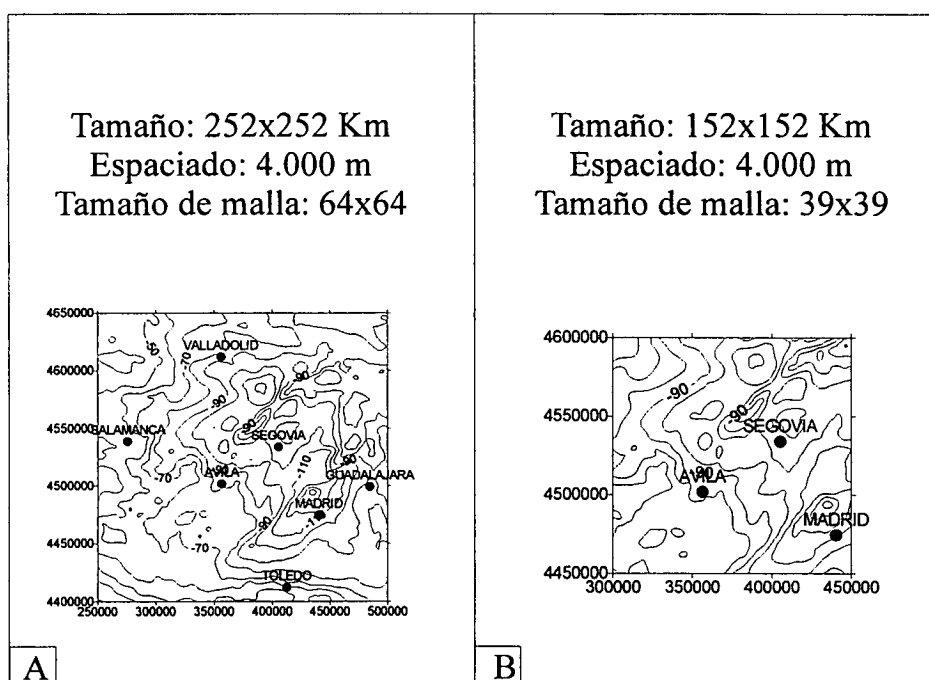


Figura 6.13. Mapas de anomalía de Bouguer observada recortados a partir del mapa total para determinar el efecto de la longitud del mapa en la determinación de las profundidades de las fuentes.

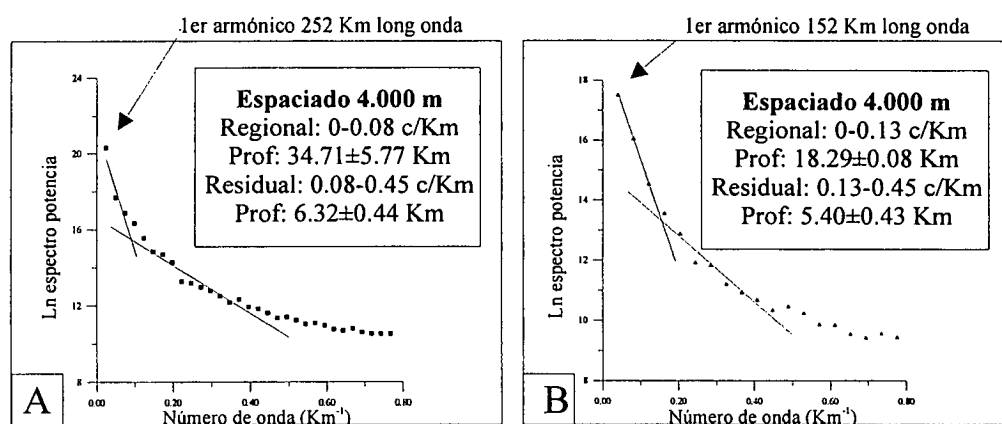


Figura 6.14. Gráfico del ln del espectro de potencia frente al número de onda para los mapas de la figura 6.13. Se indica el intervalo de frecuencias y las profundidades medias obtenidas para cada fuente en cada caso.

6.4.1. PROFUNDIDADES DE LAS PRINCIPALES DISCONTINUIDADES CORTICALES

A la vista de estos resultados obtenidos, el mapa de anomalías de Bouguer que proporciona mejores resultados es el que cubre una mayor superficie y, aunque la malla no es un parámetro muy influyente, se ha elegido un espaciado de 3.000 m, ya que

dicho mapa es el que proporciona un menor valor de la desviación estándar entre los valores interpolados y los datos originales, siendo este valor de 1.2288.

Como se muestra en la figura 6.12a, la curva del logaritmo neperiano del espectro de potencia frente a la frecuencia radial muestra tres tramos. El primero de ellos, de mayor pendiente, corresponde a la fuente regional situada a una profundidad media de 29.72 ± 3.71 km. El segundo tramo, de menor pendiente, representa la fuente residual que en este caso se sitúa a una profundidad media de 6.43 ± 0.39 km. Por último, se distingue un tercer tramo correspondiente a las frecuencias altas y de muy baja pendiente que se ha atribuido al ruido blanco.

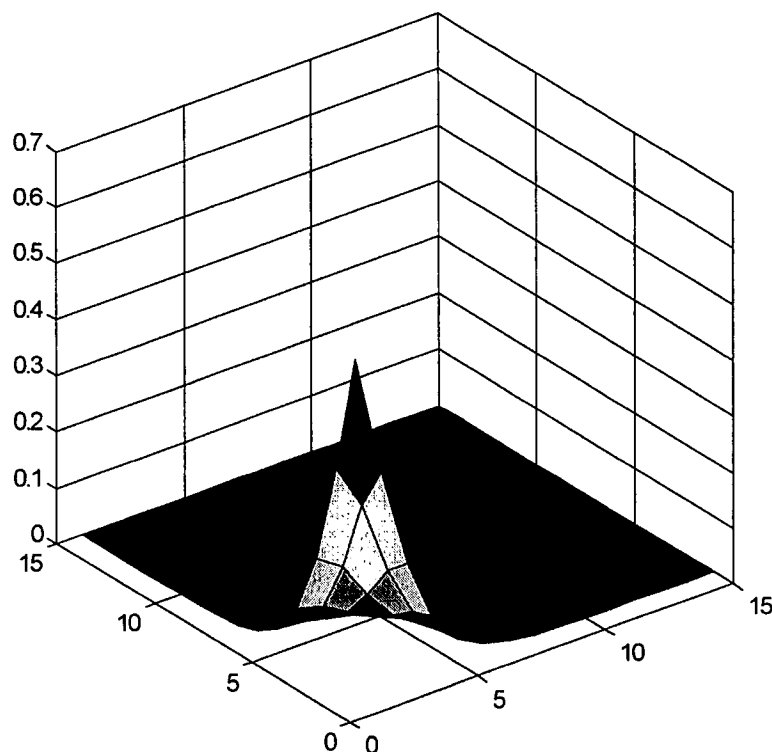
La profundidad de la fuente regional, próxima a 30 Km, debe corresponder al límite corteza-manto (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993, entre otros), mientras que la fuente residual presenta una profundidad difícil de asignar a una discontinuidad cortical definida. Sin embargo, su origen debe estar asociado a fuentes localizadas en la corteza superior.

6.5. MAPAS DE ANOMALÍAS REGIONALES Y RESIDUALES CALCULADOS A PARTIR DEL ANÁLISIS ESPECTRAL

Una vez obtenidos el número y la profundidad media de las fuentes causantes del mapa de anomalías de Bouguer observado, puede procederse al diseño de un filtro específico para la separación regional-residual como se explicó en el apartado de metodología.

El filtro escogido ha sido un filtro tipo Wiener descrito por Pawlowski (1994) cuyo fundamento se ha expuesto anteriormente (ecuaciones 27 a 30). El mapa escogido para su aplicación ha sido el que presenta un espaciado de 3.000 metros de malla, ya que dicho espaciado coincide con el del mapa que hemos obtenido en las diferentes campañas gravimétricas y que ha sido descrito anteriormente (fig. 5.7), y como se ha demostrado, la influencia del tamaño de la malla resulta mínima. La tabla 6.1 muestra los valores de los parámetros utilizados en el filtro mencionado, y la figura 6.15 es una representación tridimensional del valor del filtro respecto a los distintos armónicos en

ambas direcciones del espacio, x e y .



—**Figura 6.15.** Representación de los valores del filtro regional diseñado para la separación regional-residual del mapa de anomalías de Bouguer observado de la zona de estudio. Se representa únicamente hasta el armónico (15,15) ya que para armónicos superiores el filtro tiene un valor de cero. En los ejes x e y se representa el número de armónico en cada dirección.

	Regional	Residual	Ruido blanco
Frecuencia (c/Km)	hasta 0.08	0.08-0.45	desde 0.45
Profundidad media (Km)	30 ± 3.7	6 ± 0.4	
Valor de y en $x=0$	23.208	18.40	

Tabla 6.1. Parámetros utilizados en el diseño del filtro tipo Wiener para la separación regional-residual.

Como ya se describió, el proceso de filtrado es muy sencillo en el dominio de las frecuencias, ya que consiste en multiplicar el filtro diseñado, y cuyos valores se obser-

van en la figura 6.15, por el espectro de amplitudes del mapa de anomalías de Bouguer observado. De esta forma, se obtiene un nuevo espectro de amplitudes que representa el efecto de la fuente regional de manera aislada, y cuya inversión mediante la transformada de Fourier inversa nos muestra el efecto gravimétrico de la fuente regional situada a una profundidad media de 30 ± 3.7 kilómetros en el dominio del espacio (fig. 6.16). Puesto que esta profundidad es muy semejante, aunque no igual, a la descrita por los distintos modelos corticales propuestos por los estudios sísmicos y que se han mencionado antes, podemos atribuir este mapa al efecto gravitatorio de la discontinuidad corteza-manto para esta zona del Centro Peninsular (ver el apartado de datos sísmicos en el siguiente capítulo).

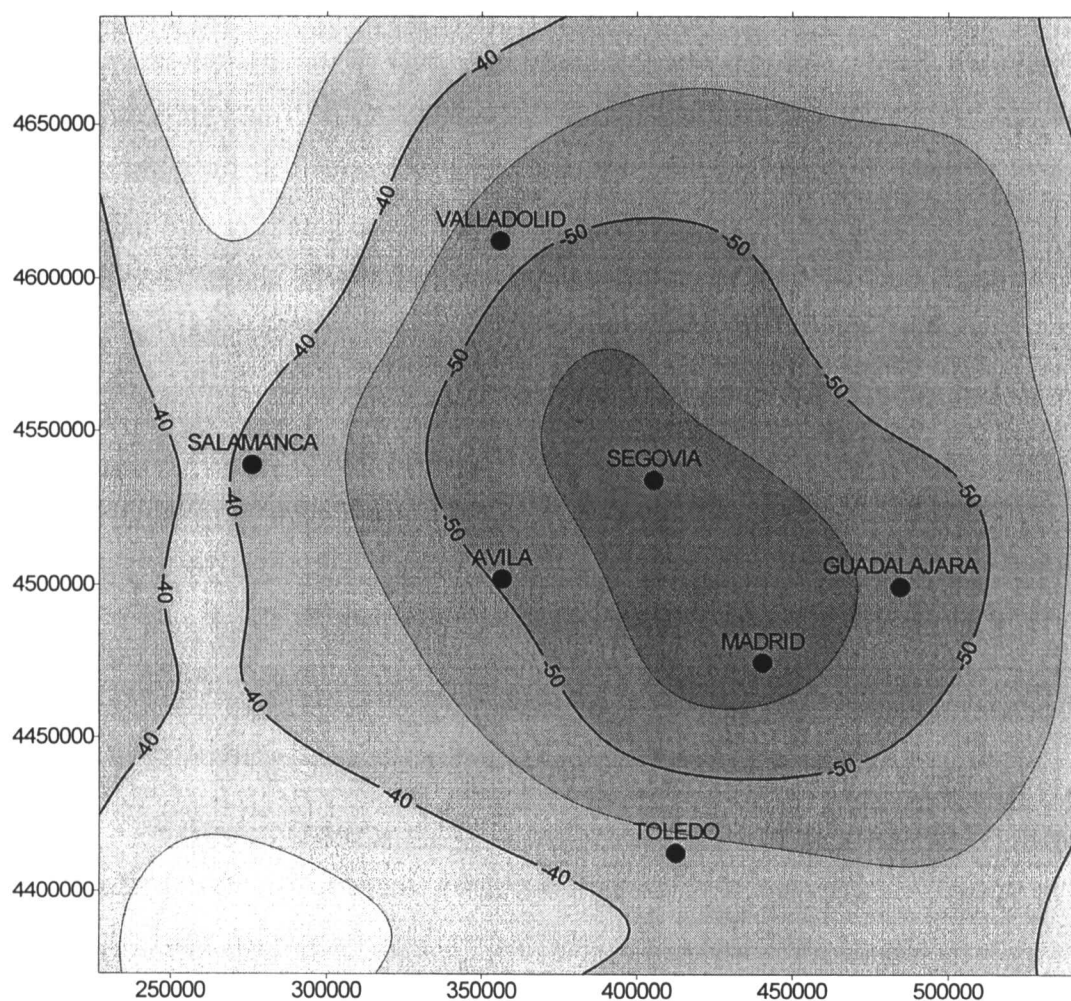


Figura 6.16. Mapa gravimétrico resultante de la aplicación del filtro de la figura 6.15 sobre el mapa de anomalías de Bouguer observado de la zona de estudio. Este mapa muestra el efecto gravimétrico de la fuente regional que puede ser atribuida al límite corteza-manto. Intervalo de isonómalas 5 mGal, coordenadas UTM en metros, huso 30.

6.5.1. MAPA REGIONAL DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

Este mapa (fig. 6.16) presenta unos valores que oscilan entre los -31 y -58 mGal y su geometría general es la de un mínimo absoluto cuya dirección es NO-SE y que se extiende entre las localidades de Segovia y Madrid. Los límites de este mínimo (ver por ejemplo la isoanómala de -45 mGal) presentan una dirección NE-SO en la zona norte (proximidades de Valladolid), coincidiendo con la dirección general del Sistema Central para esta zona, mientras que cambia a NO-SE en su extremo más oriental en lo que corresponde en superficie al límite del Sistema Central con la Cordillera Ibérica, también con esta orientación. Su límite occidental, entre Salamanca y Ávila, también muestra una orientación NO-SE mientras que por último, el límite sur del mínimo gravimétrico presenta una orientación que cambia de ENE-OSO en la zona de Toledo (dirección muy parecida al contacto en superficie entre los materiales paleozoicos de los montes de Toledo y la cuenca terciaria del Tajo) a NE-SO en la de Guadalajara. Por otro lado, el extremo más occidental del mapa es el que presenta unos valores de anomalía de Bouguer más altos, aproximándose a los -30 mGal, siendo la orientación preferente de las isoanómalas en esta zona de N-S (área de Salamanca).

Es importante resaltar la similitud de este mapa y el obtenido mediante el ajuste polinómico. En ambos aparece un mínimo relativo centrado entre Segovia y Guadalajara y un valor de la anomalía muy similar. Frente al ajuste polinómico, el análisis espectral tiene la ventaja de acotar las profundidades medias en la que se localizan las fuentes.

6.5.2. MAPA RESIDUAL DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

La obtención del mapa residual es inmediata, ya que a partir de la característica de los campos potenciales, en los que el efecto total observado es la suma de los efectos producidos por cada una de las fuentes, el mapa residual se obtiene directamente mediante la sustracción del mapa regional calculado al mapa total de anomalías de Bouguer observado.

El mapa así obtenido (fig. 6.17) corresponde al efecto gravimétrico de las fuentes situadas a una profundidad más menor de 30 kilómetros, que es la obtenida para la fuente regional, es decir, los cambios de densidad en la corteza, y principalmente de la corteza superior, el efecto de las fallas que limitan las cuencas terciarias, los depocentros de dichas cuencas dentro del área de estudio, los mínimos gravimétricos producidos por los cuerpos graníticos, etc., todos aquellos rasgos más superficiales que serán puestos de manifiesto en la modelización 2+1/2D que se hará posteriormente.

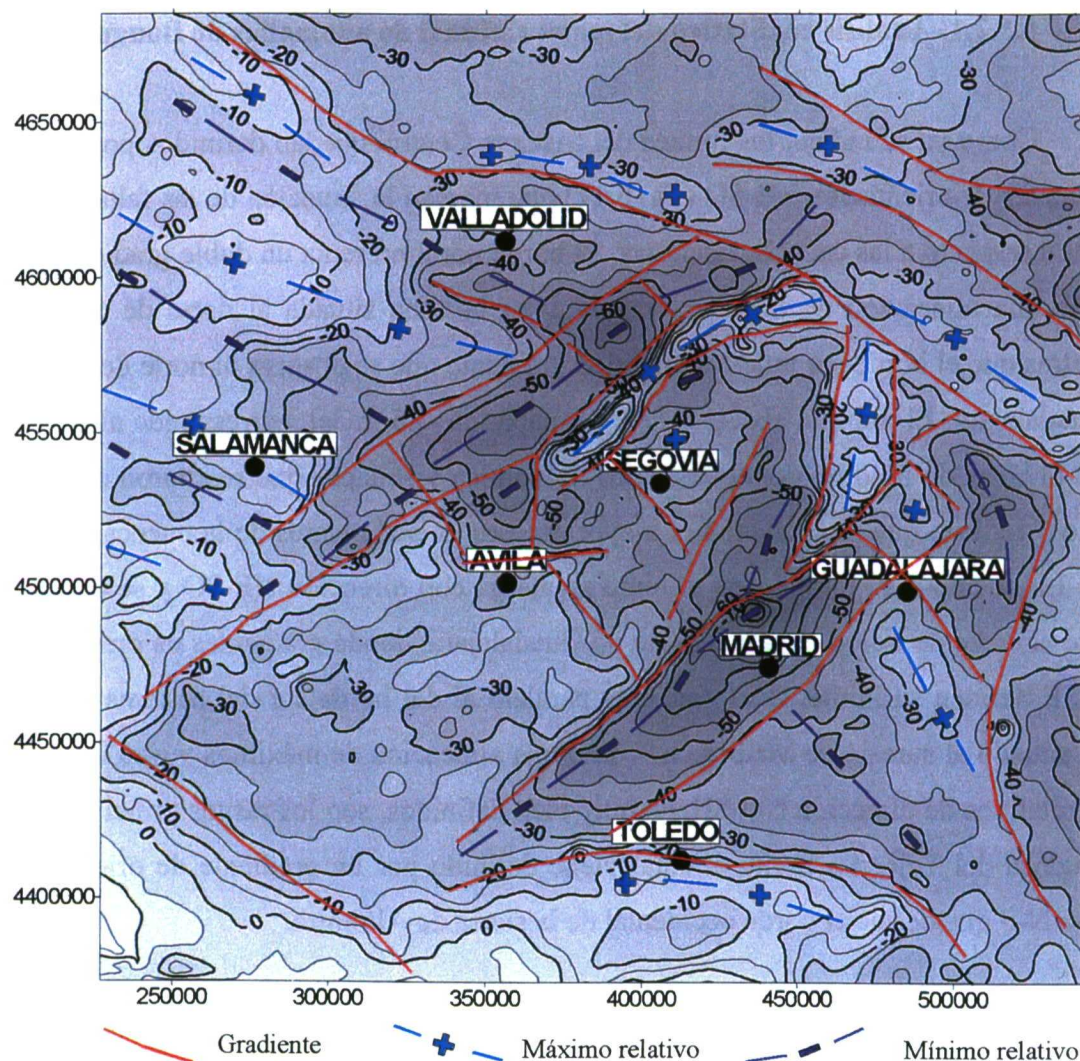


Figura 6.17. Mapa residual de anomalías de Bouguer obtenido a partir del análisis espectral. Para descripción de las características del mapa, ver el texto. Coordenadas UTM en metros, huso 30. Intervalo de isonómalas 5 mGal.

El mapa residual presenta valores que oscilan entre los -85 y los 18 mGal. Sus características principales son muy similares a las mencionadas anteriormente en el apartado en el que se describía el mapa de anomalías de Bouguer observado (ver fig.

5.7), en muchos casos acentuados al eliminar el efecto regional. Aunque este mapa residual es muy semejante al obtenido a partir del ajuste polinómico, se ha escogido éste puesto que sus valores, principalmente en los bordes del mapa, son más semejantes al mapa de anomalías de Bouguer observado, y además porque al utilizar el mapa regional obtenido mediante el análisis espectral para la obtención de la geometría del Moho, es lógico utilizar también como residual el calculado mediante la misma técnica.

6.5.2.1. Análisis cualitativo del mapa residual de anomalías de Bouguer

Como ya se indicó, los límites del Sistema Central quedan definidos por fuertes gradientes de orientación NE-SO (fig. 6.17) que marcan la situación de las fallas inversas con respecto a las cuencas terciarias. El borde norte presenta un doble gradiente que define una alineación de máximos relativos en la zona situada al norte de Segovia, mientras que el borde sur muestra un único gradiente que se observa al norte de Madrid y Guadalajara. El mínimo absoluto de este mapa, de -85 mGal, corresponde al situado justo al norte de Madrid, donde los datos de sísmica y sondeos que se citaron en el capítulo 3 indican que se encuentra el mayor espesor de sedimentos de la cuenca de Madrid. En cuanto a su forma, este mínimo se alarga con dirección NE-SO y se extiende desde el oeste de Toledo hasta el norte de Guadalajara, donde gradientes de orientación NO-SE definen su límite. Otro gradiente paralelo al del borde sur del Sistema Central pero situado al sureste de Madrid, así como una alineación de máximos y otra de mínimos relativos de dirección NO-SE, no muy bien definidos, son los rasgos principales de la Cuenca del Tajo. Su límite oriental viene definido por un gradiente de orientación media N-S que define el borde occidental de la sierra de Altomira.

Un mínimo de características semejantes al situado al norte de Madrid en cuanto a geometría pero de menor valor, alcanzando los -65 mGal, aparece al norte de Segovia, y forma parte de una alineación de mínimos relativos que define una zona alargada paralela al gradiente que define el borde norte del Sistema Central, y que corresponde a la zona de mayor espesor de sedimentos para este sector de la cuenca del Duero. Esta zona de mínimos se encuentra compartimentada por gradientes de orientación NO-SE y desaparece al norte de Ávila. En el interior de la cuenca del Duero, al norte de Salamanca y Valladolid, son claramente visibles una serie de alineaciones de máximos y mínimos relativos paralelos entre sí y con orientación NO-SE que parecen marcar la continuación

de las directrices de los materiales hercínicos bajo los sedimentos terciarios (ver mapa geológico Anexo I).

En cuanto al interior del Sistema Central, aparte de la alineación de máximos relativos definida entre el doble gradiente del borde norte, y que corresponde a los afloramientos metamórficos de Nieva, Sepúlveda y Honrubia, los rasgos principales son la presencia de gradientes de orientación NO-SE entre Ávila y Segovia, así como otro gradiente más norteado que coincide con la localización del valle de Lozoya y las máximas alturas topográficas Guadarrama, el cual lleva asociado una lineación de mínimos coincidiendo con el afloramiento de los materiales graníticos de La Cabrera. De menor magnitud son el máximo relativo situado al norte de Segovia y definido por los materiales de tipo ortoneises que constituyen el borde sur de la cuenca de Cantalejo, y el mínimo relativo asociado al relleno de dicha cuenca. En Ávila son visibles dos gradientes, uno con orientación E-O que define el borde del Sistema Central en esa zona, y otro N-S que coincide con la posición de la falla del Herradón-Casillas, definiendo un mínimo relativo que corresponde al relleno de materiales terciarios que definen el entronque de la cuenca de Cantalejo con la del Duero. Al oeste de Ávila, no existe una orientación clara de las anomalías residuales, coincidiendo con el predominio de materiales graníticos de la sierra de Gredos.

La zona oriental del mapa corresponde a la Cordillera Ibérica y cuenca de Almazán. En esta región, los gradientes son de orientación NO-SE delimitando entre ellos zonas de alineaciones de máximos y mínimos relativos de igual orientación. El principal gradiente corresponde a la falla de Somolinos, que constituye el límite entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988). Este gradiente parece extenderse por el interior de la cuenca del Duero hasta más allá de la zona de estudio.

Otro gradiente importante, en esta ocasión de dirección ONO-ESE es el que aparece cerca de Toledo, coincidiendo con el contacto entre los materiales hercínicos de los Montes de Toledo y los terciarios de la cuenca del Tajo. Este gradiente lleva asociado una alineación de máximos relativos, paralelo al mismo y algo más al sur, que refleja el afloramiento de dichos materiales paleozoicos densos.

diente situado algo más al sur y que constituye el borde norte de la cuenca de Cantalejo, sí coincide con algunas de las fallas que delimitan los macizos de Nieva y Sepúlveda-Honrubia. En su límite occidental, los gradientes se encuentran interrumpidos por la falla del Herradón-Casillas, de orientación N-S la cual está cartografiada hasta la altura de Ávila y entonces queda oculta bajo los sedimentos terciarios, pero su prolongación hacia el norte bajo los sedimentos terciarios aparece en el mapa de anomalía de Bouguer residual. Al oeste de dicha falla, los gradientes del borde norte del Sistema Central no están bien definidos pero su prolongación hacia el oeste coincide con algunas fallas de orientación NE-SO al entrar de nuevo en los materiales del basamento de la cadena.

También con orientación NE-SO y coincidiendo con un fuerte gradiente gravimétrico existen numerosas fallas observadas en superficie tanto en materiales terciarios como en el basamento que en conjunto definen el borde sur del Sistema Central.

En cuanto al límite oriental del Sistema Central, el mapa residual de anomalía de Bouguer muestra dos gradientes de orientación ENE-OSO que coinciden con numerosas fallas en superficie que presentan la misma orientación. En concreto, representan la zona de falla de Somolinos mencionada anteriormente y que se encuentra bien desarrollada tanto en materiales del basamento como de la cobertera.

En cuanto a la cuenca del Tajo, existen cartografiadas numerosas fallas que no tienen un reflejo claro en el mapa residual de anomalías de Bouguer. Esto es debido a que probablemente no son fallas que afecten al zócalo y por lo tanto no producen un contraste de densidad importante entre los materiales. Sin embargo, sí existe una muy buena correspondencia entre el gradiente de orientación N-S situado al sureste de Guadalajara y el sistema de pliegues y fallas que constituyen el límite oriental de la sierra de Altomira, caracterizado por una densa red de fracturas desarrolladas en los materiales mesozoicos y cenozoicos.

En cuanto al interior del Sistema Central, puede verse cómo están cartografiadas numerosas fallas con orientación fundamentalmente NE-SO y NO-SE, que a veces coinciden con gradientes no muy marcados en el mapa residual de anomalía de Bouguer y en muchas ocasiones no tienen un reflejo claro en él. Es lo que sucede con las impor-

tantes fallas inversas que, como se verá posteriormente en los cortes geológicos y modelos gravimétricos, delimitan bloques de basamento elevados y hundidos dando lugar al relieve topográfico observado en la cadena. Estas fallas presentan el problema de separar bloques de basamento de semejantes características litológicas, por lo que al no tener suficiente contraste de densidad no producen gradientes gravimétricos destacados. Una excepción es la zona de cizalla de Berzosa, que constituye el límite entre las Sierras de Guadarrama y Somosierra (ver mapa geológico Anexo I) y que viene definido por un fuerte gradiente N-S que se manifiesta en superficie por la presencia de numerosas fallas cartografiadas de igual orientación.

Por lo tanto, esta técnica en general no da buenos resultados en cuanto a las fallas del interior de la cadena, mientras que es óptima para determinar la localización de las mismas en el borde con las cuencas terciarias, donde sí existe un fuerte contraste de densidad con los materiales terciarios.

6.6. GEOMETRÍA DEL MOHO

Una vez obtenido y aislado el efecto producido por la fuente regional, el siguiente paso consiste en proceder a la inversión del mapa de anomalías de Bouguer regional calculado para obtener un mapa de profundidades que refleje la geometría de dicha fuente regional, que como ya hemos comentado anteriormente corresponde al límite corteza-manto, es decir, al Moho.

El procedimiento utilizado ha sido el descrito anteriormente en el apartado de metodología y que fue desarrollado y descrito por Parker (1972) y posteriormente por Oldenburg (1974). Para la aplicación de dicho método, son necesarios una serie de datos obtenidos del análisis espectral como son la profundidad media de la fuente y el efecto gravimétrico de la misma, aparte del contraste de densidad entre los cuerpos limitados por la discontinuidad que refleja dicha fuente regional.

El análisis espectral nos ha proporcionado los datos de profundidad y efecto regional necesarios, mientras que para determinar el contraste de densidad hemos recurrido a los datos de sísmica de reflexión que, mediante la relación entre velocidad de ondas P y densidad, fueron convertidos a densidades y se mostrarán en el próximo capítulo

(ver datos tabla 7.4). Puesto que las densidades obtenidas no indican un valor absoluto sino un rango de valores en función de la velocidad, (2.96 a 3.03 gr/cm³ para la corteza inferior y 3.41 a 3.46 gr/cm³ para el manto), hemos tenido en cuenta tres valores distintos de contraste de densidad para el Moho correspondiendo a los valores extremos y a un valor medio. De esta manera, el mínimo contraste de densidad considerado sería de 0.38 gr/cm³, el máximo contraste tendría un valor de 0.5 gr/cm³ y para un caso intermedio su valor sería de 0.44 gr/cm³.

Por otro lado, hay que tener en cuenta que la profundidad media obtenida para la fuente regional presenta un margen de error de 3.7 kilómetros. Esto hace posible que una vez realizada la inversión, las profundidades puedan variarse dentro de ese mismo margen con el fin de que los valores obtenidos estén dentro del rango de los datos determinados a partir de los modelos de corteza obtenidos mediante datos sísmicos.

La figura 6.19 representa los tres mapas de profundidades para el límite corteza-manto calculados a partir de los tres contrastes de densidad mencionados, junto con las características del proceso de inversión en cada caso. En todos los casos, los parámetros utilizados para controlar la convergencia del proceso de inversión han sido los mismos. Como se indicó en el apartado de metodología y siguiendo a Oldenburg (1974), la convergencia de la suma de transformadas de Fourier se controla calculando el error medio cuadrático (RMS) entre dos aproximaciones sucesivas a la topografía que se desea calcular en cada iteración. Si ese error medio cuadrático está por debajo de un valor establecido en función del grado de precisión que deseamos para nuestra solución, el proceso llega a su fin. En nuestro caso, se consideró que un error medio cuadrático de ± 0.02 Km era lo suficientemente pequeño como para considerar que la topografía obtenida no presente diferencias significativas respecto a la calculada en la anterior iteración. Una vez llegado a una solución que satisface el criterio de convergencia establecido, se procedió a calcular por el método inverso el valor de anomalía de Bouguer producido por la superficie calculada, de manera que se pudiera establecer la diferencia entre la anomalía de Bouguer regional introducida como mapa de partida en el proceso de inversión, y la anomalía predicha por la solución obtenida, debiendo presentar ambas un valor muy semejante para que la solución sea válida (Oldenburg, 1974).

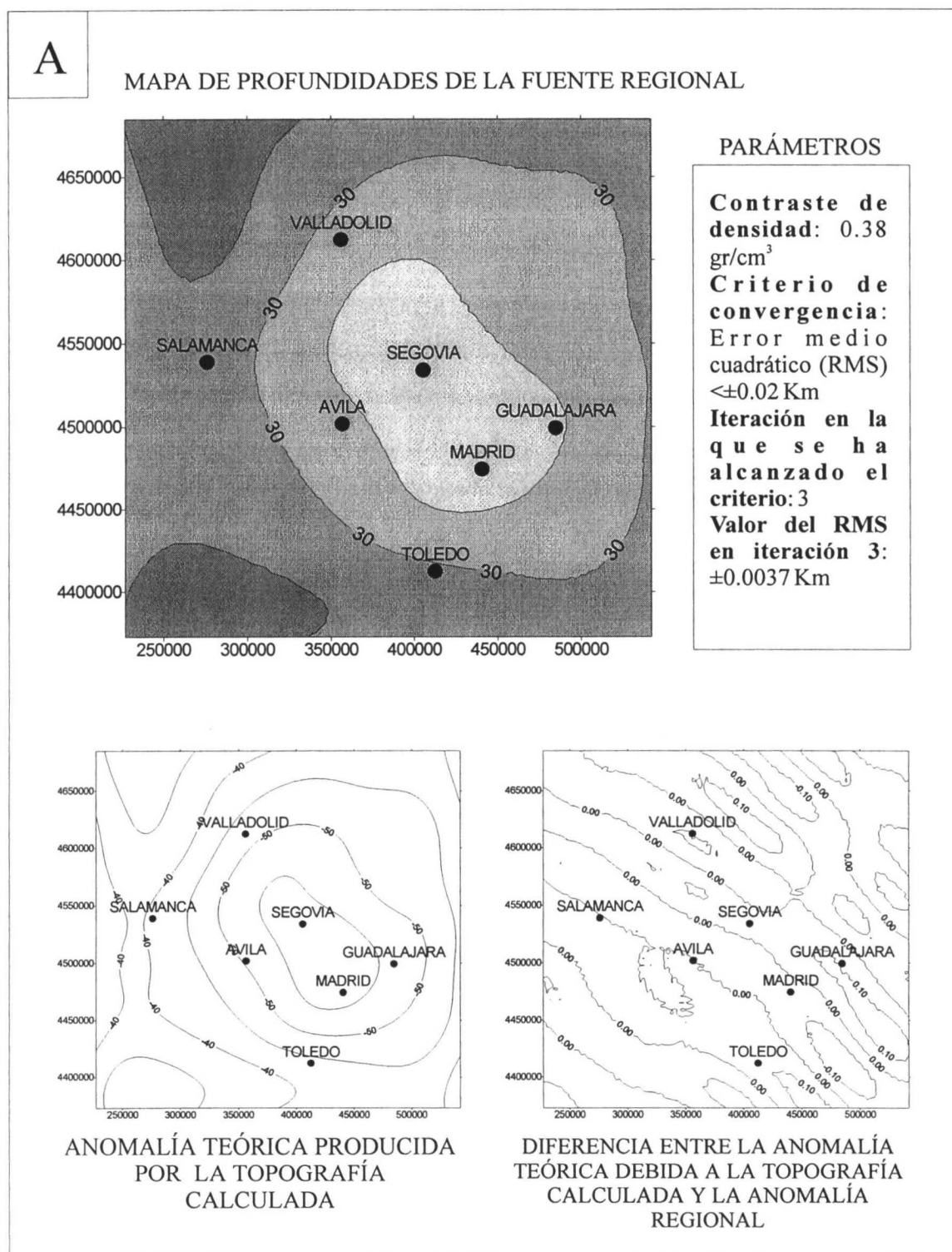


Figura 6.19. Topografía calculada para la fuente regional a partir de tres contrastes de densidad diferentes, (a) 0.38 gr/cm³, (b) 0.44 gr/cm³ y (c) 0.50 gr/cm³. En cada caso, se indican los parámetros del proceso de inversión. En todos los mapas, coordenadas UTM en metros, huso 30. Intervalo de isoprofundidades 0.5 Km, intervalo de isoanómalas 5 mGal e intervalo de isolíneas de error 0.1 mGal.

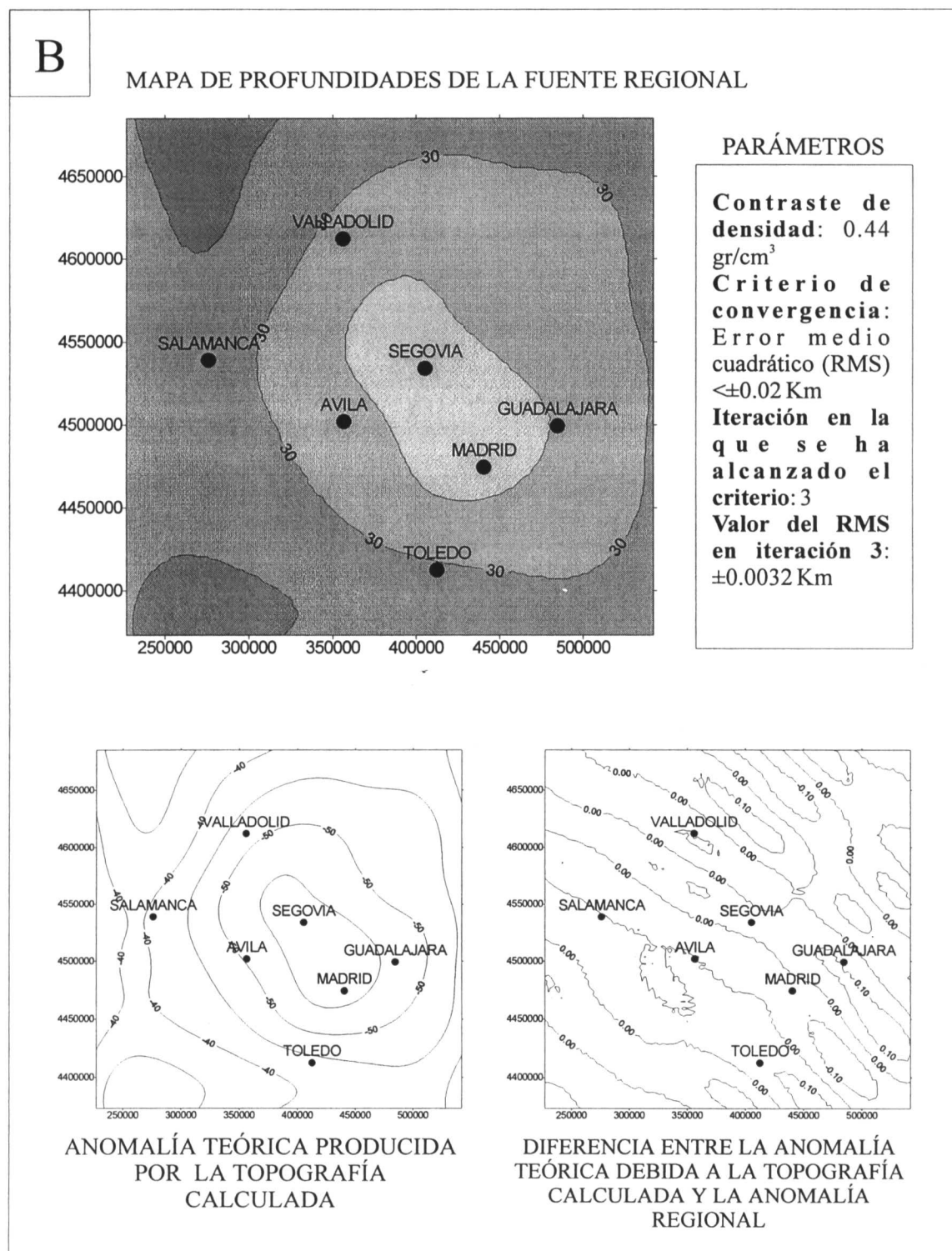


Figura 6.19. (Continuación).

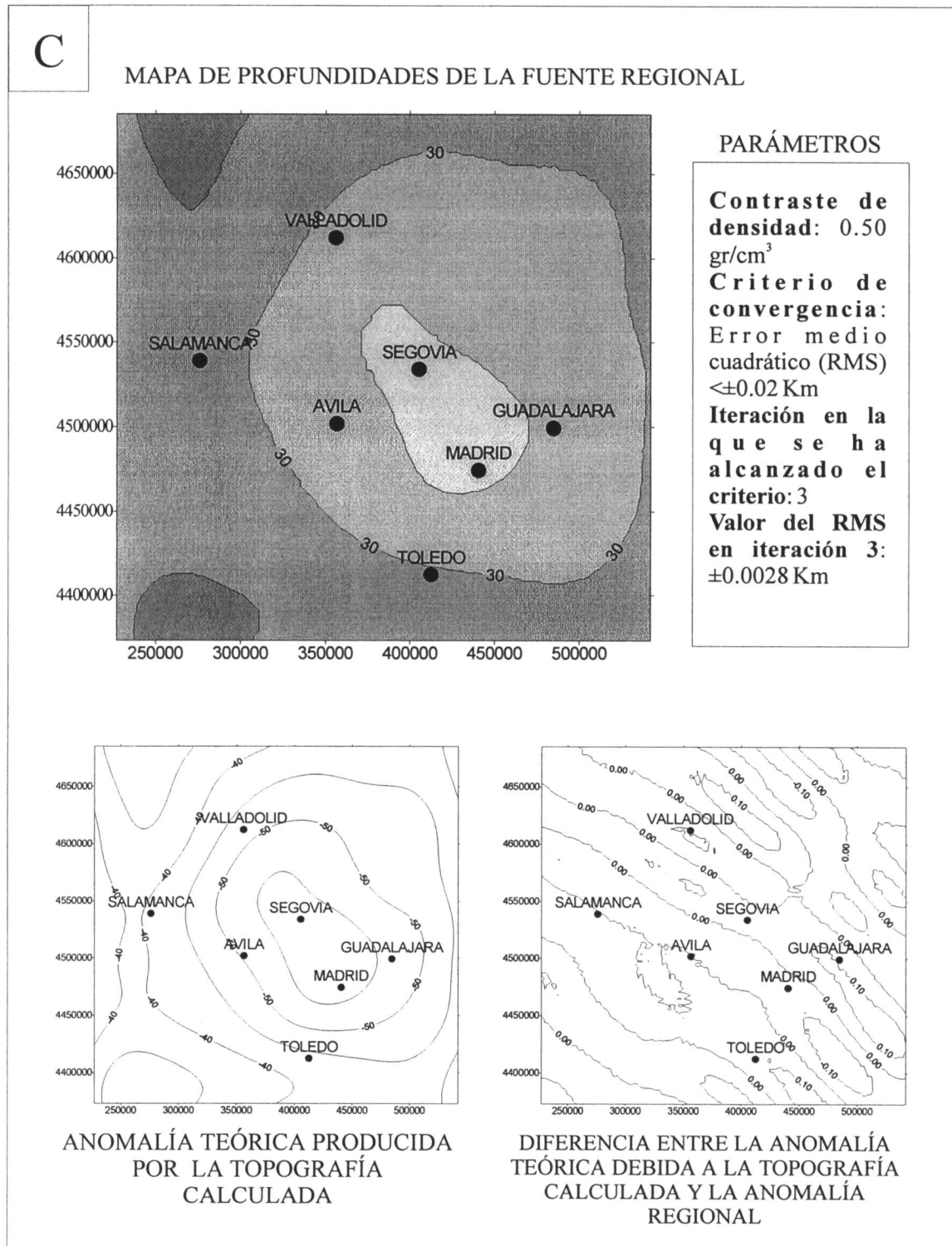


Figura 6.19. (Continuación).

La figura 6.19a muestra la geometría para la fuente regional calculada a partir de un contraste de densidad de 0.38 gr/cm^3 . El proceso iterativo alcanzó un valor de RMS de $\pm 0.0037 \text{ Km}$ en la tercera iteración. En ese punto, la topografía obtenida es la que se muestra en la figura 6.19a, presentando un descenso de la superficie regional desde 29.2 Km tanto al norte como al sur de Salamanca, hasta casi 30.9 Km al norte de Madrid. Esta depresión muestra una dirección general NO-SE y su geometría es muy similar a la del mapa regional de Anomalía de Bouguer pero más suavizada. Este hecho es común a los tres mapas de profundidades calculados (fig. 6.19 a, b y c). Los límites de esta superficie son NE-SO en la zona de Valladolid y en la zona de Madrid-Guadalajara, sus límites oriental y occidental presentan orientación NO-SE (zona entre Salamanca y Ávila y zona oriental del área de estudio), mientras que en Toledo la orientación es ONO-ESE. Al norte de Salamanca la dirección predominante es N-S. Si esta superficie regional corresponde al límite corteza-manto como se ha mencionado anteriormente, esto significaría que el Moho presenta una depresión bajo el Sistema Central de aproximadamente 1.5 Km con su máximo localizado entre las localidades de Madrid y Segovia, coincidiendo por tanto con la zona de la Sierra de Guadarrama. Estas pequeñas raíces disminuyen tanto hacia el este, coincidiendo con el límite con la Cordillera Ibérica, como hacia el oeste, en la transición hacia la Sierra de Gredos. Además, queda de manifiesto que la longitud de onda del límite corteza-manto (entre 78.5 y 315 Km) en este área es mayor que la del Sistema Central (hasta unos 70 Km para esta zona). En la parte inferior de la figura se presenta el mapa de anomalía de Bouguer teórica generada por dicha superficie, así como el mapa que muestra la diferencia entre dicha anomalía teórica y la anomalía de Bouguer regional utilizada como dato de partida en el proceso de inversión. Como se observa, el grado de error es muy pequeño, oscilando entre -0.15 y $+0.15 \text{ mGal}$, lo que supone un muy buen grado de ajuste entre la solución propuesta y los datos de entrada. Las isoanómalas del grado de error muestran una orientación NO-SE debido seguramente a la interacción entre los armónicos de dirección E (según x) y N (según y) y reflejan también el ruido generado durante el proceso de inversión en forma de frecuencias muy altas.

Utilizando un contraste de densidad de valor intermedio, 0.44 gr/cm^3 , se obtiene la superficie que se observa en la figura 6.19b. Al igual que en el caso anterior, el criterio de convergencia se alcanza en la tercera iteración del proceso de inversión, con un

valor de RMS algo inferior que en el primer caso, de ± 0.0032 Km. La geometría obtenida es muy semejante al caso anterior, por lo que no se describirá nuevamente. La diferencia entre ambos casos es que el rango de profundidades es ligeramente diferente entre 29.3 Km y 30.75 Km, y la zona de mayor profundidad queda algo más reducida en cuanto a su extensión, como se puede comprobar comparando la posición de la curva de 30.5 Km de profundidad. Calculando la anomalía de Bouguer teórica producida por esa superficie y obteniendo el mapa de diferencias respecto a la anomalía regional, se obtiene un error entre ambos mapas que oscila entre -0.15 y $+0.15$, como en el caso anterior.

Por último, un contraste de densidad de 0.50 gr/cm^3 da lugar a los mapas de la figura 6.19c. De nuevo en la tercera iteración se satisface el criterio de convergencia, alcanzado el RMS un valor de ± 0.0028 Km. El mapa de profundidades presenta valores que oscilan entre 29.4 y 30.7 Km, con una geometría muy parecida a los casos anteriores aunque de nuevo la zona de mayor profundidad es más reducida en cuanto a extensión. El grado de error entre los mapas de anomalía de Bouguer teórica y regional es el mismo que en los casos descritos previamente.

Así pues, como características generales, puede decirse que variando el contraste de densidad entre los límites establecidos a partir de los datos sísmicos se llega a una solución muy semejante en todos los casos, tanto en geometría como en valores absolutos, con un rango de amplitudes máximo que oscila entre 1.5 Km para un contraste de 0.38 gr/cm^3 , y 1.3 Km para 0.50 gr/cm^3 . En todos los casos, el proceso de inversión converge en tres iteraciones satisfaciendo el criterio considerado y aportando una topografía para la fuente regional cuya anomalía teórica es muy similar a la anomalía regional considerada. Considerando los datos de sísmica de refracción existentes y que han sido mencionados en un apartado anterior, los valores obtenidos a partir de la gravimetría resultan inferiores a ellos, tanto en amplitud como en profundidad media. En ningún caso se obtiene una depresión de 3 Km bajo el Sistema Central (modelo de Suriñach y Vegas, 1988) ni mucho menos de los 7 Km propuestos por Pérez Aguado (1995), manteniéndose en valores de unos 1.5 Km. Estos valores tampoco coinciden con los modelos gravimétricos realizados que han utilizado datos extraídos del mapa de anomalías de Bouguer del año 1977 (Tejero *et al.*, 1996).

Con el fin de aportar una solución única para la geometría del Moho que será utilizada en la modelización gravimétrica para toda la corteza, se ha tomado como valor de referencia para acotar la indeterminación del proceso de inversión geofísica la profundidad del límite corteza-manto en Toledo. Aunque los valores propuestos en los distintos trabajos de sismica de reflexión no coinciden completamente, parece que ser que una profundidad de 30 Km es un valor medio bastante aceptable para esta discontinuidad cortical en este punto concreto, ya que como se indicó anteriormente, en todos estos modelos el espesor de la corteza oscila entre 28 y 31 Km (Payo, 1970; Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993, entre otros). Como puede observar en los mapas de la figura 6.19, la localidad de Toledo se encuentra casi sobre la isolínea de 30 Km de profundidad en todos ellos utilizando como dato de partido el valor medio de profundidad obtenido mediante al análisis espectral. Así pues, las tres soluciones posibles muestran una buena correlación con los datos de sismica de refracción disponibles y tomaremos entonces como mejor aproximación el valor medio, correspondiente a un contraste de densidad corteza-inferior manto de 0.44 gr/cm^3 (figura 6.19c) y haberse demostrado que la variación final en la geometría es muy pequeña dentro del rango de valores en el que nos movemos. Dicho mapa es el que se ha considerado que mejor define la geometría tridimensional del Moho en el área de estudio, y que será el empleado en la modelización 2+1/2 D.

CAPÍTULO 7

MODELOS GRAVIMÉTRICOS

7. MODELOS GRAVIMÉTRICOS

Un modelo gravimétrico o modelo de densidad representa la forma y posición de las fuentes que generan las anomalías gravimétricas. Cada fuente está caracterizada por su geometría, su densidad y su situación en la litosfera. Todos estos parámetros dependen de la geología de la región. La estructura y composición de la corteza son las responsables de las heterogeneidades de densidad que originan las anomalías gravimétricas. Salvo en casos excepcionales, en los que una única estructura geológica justifica una anomalía, un mapa de anomalías de Bouguer refleja los efectos gravimétricos debidos a distintas fuentes. El análisis espectral permite evaluar cuales son las principales discontinuidades de densidad en la corteza, realizar análisis cualitativos de los mapas de tendencia regional y residual calculados y, mediante los métodos de inversión aproximar la forma y profundidad de fuentes regionales.

Los modelos gravimétricos relacionan las anomalías gravimétricas y sus fuentes de una forma cuantitativa. Ya que la relación entre ambas no es unívoca, es necesario establecer unas limitaciones iniciales que restrinjan el número de soluciones posibles. La integración de datos geofísicos y geológicos es imprescindible para obtener unos modelos de densidad coherentes con la geología de la región. Con este objetivo, los modelos realizados en el área de estudio parten de unos modelos iniciales elaborados a partir de datos geológicos propios, como es el caso de la zona norte del Sistema Central, de los trabajos y cartografiadas publicados, de datos y modelos geofísicos previos y, por último, de los resultados obtenidos mediante el análisis de los datos gravimétricos. Excepto los datos de sondeos y los modelos sísmicos de la corteza, el resto de los datos utilizados han sido descritos en capítulos anteriores. Por ello, se expondrá en primer lugar la información aportada por los sondeos y modelos sísmicos corticales, para luego describir los resultados obtenidos en el proceso de modelización.

7.1. INFORMACIÓN PREVIA

7.1.1 SONDEOS

Para la correcta elaboración de cortes geológicos y modelos gravimétricos de

una zona, es esencial disponer de la mayor cantidad de información disponible acerca de la estructura en profundidad. En este sentido, los datos provenientes de los sondeos resultan básicos y son una herramienta imprescindible para minimizar la indeterminación inherente a cualquier interpretación efectuada a partir de datos de geología de superficie.

Desafortunadamente, al carecer la zona de interés como reserva de hidrocarburos, son escasos los sondeos realizados en el área de estudio que hayan alcanzado una profundidad importante y que se encuentren testificados o simplemente con una buena columna estratigráfica descrita. En la cuenca del Duero, los perfiles sísmicos y los sondeos realizados por las compañías petrolíferas quedan todos ellos situados al norte de la localidad de Aranda de Duero, y por lo tanto, alejados de la zona de estudio. No obstante, existen algunos sondeos que aportan información acerca de la estratigrafía y/o la profundidad del basamento que han sido incorporados en la construcción de cortes geológicos y modelos gravimétricos. En cuanto a la cuenca de Madrid, existe una mayor cantidad de información disponible cercana al borde sur del Sistema Central y que han sido utilizados en el proceso de modelización, como se indicará más adelante. Puesto que en el capítulo de geología ya se ha indicado los sondeos utilizados y su localización, junto con los mapas de isobatas determinados con ellos, no se volverán a mencionar aquí.

La mayor parte de los sondeos no petrolíferos se han obtenido a partir del análisis del inventario de puntos de agua elaborado por la Dirección de Aguas subterráneas y Geotecnia del I.T.G.E. A partir de esta completa base de datos, se efectuó una búsqueda para el área de estudio de todos aquellos sondeos que dispusieran de información estratigráfica y que cumplieran al menos una de las dos siguientes condiciones: que su base estuviera situada en materiales de edad inferior al Terciario y que su espesor fuera igual o superior a los 300 m. De esta manera, estos sondeos nos informarían directamente de la profundidad del basamento o bien nos proporcionarían un espesor mínimo para los materiales terciarios suficientemente representativo para los modelos gravimétricos. En general, los sondeos se describen mediante una ficha en donde, aparte de los datos de localización y cota de la boca del sondeo, se indica en el mejor de los casos una columna geológica o una descripción de los materiales perforados, aunque predominan las fichas en las que únicamente se hace referencia a la localización del acuífero (profundi-

dad y material en el que se encuentra), aunque esto es suficiente para determinar si el acuífero se encuentra en los materiales carbonatados del Cretácico superior o en los detríticos y por lo tanto obtener información de la profundidad de estas unidades.

A partir de los criterios que acabamos de describir, se han obtenido un total de 121 sondeos para la zona de estudio del borde norte del Sistema Central, aunque su distribución no es homogénea. La mayor parte de los sondeos, en concreto 49 de ellos, están localizados en la hoja a escala 1:50.000 número 431 Sepúlveda, mientras que muchas de las hojas a escala 1:50.000 no disponen de ningún dato de sondeos, especialmente cuanto más al interior de la cuenca del Duero se encuentran. Como referencia importante para estimar el espesor de sedimentos en esa zona, hay que citar el sondeo de Campaspero, en el que se registró un total de 982 metros de materiales detríticos, sin que los datos obtenidos puedan precisar la edad de los materiales de la base (IGME, 1974) aunque por el contexto regional de la zona, donde como se ha indicado en el capítulo de geología el Mioceno alcanza potencias máximas de 500 a 600 m, debe corresponder al Paleógeno. Este es el sondeo que alcanza una mayor profundidad, estando los demás comprendidos entre los 20 m y los 982 metros de Campaspero, y afectando a materiales desde terciarios hasta metamórficos y plutónicos del basamento hercínico.

7.1.2. DATOS AEROMAGNÉTICOS

Una fuente adicional de información utilizada para la interpretación del área de estudio ha sido el mapa aeromagnético de la Cuenca del Duero (AEROSERVICE, 1964), el cual ya se ha citado en un capítulo anterior. Dentro del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas se llevó a cabo una prospección aeromagnética de las zonas 14 y 18. Se elaboró de esta forma un mapa aeromagnético de la Cuenca del Duero mediante líneas de vuelo de dirección N-S con un espaciado de 2.600 m y a una altura de 1.500 m. A partir de dicho mapa, se elaboró también uno de profundidad del basamento respecto al nivel del mar (fig. 7.1), donde se marcan una serie de lineamientos y estructuras dentro del mismo. Actualmente, se dispone en el Fondo Documental del ITGE de una copia de dichos mapas sin informe acompañante explicativo, por lo que se desconoce el método de interpretación de la profundidad del basamento. Sin embargo, hemos considerado útil incluir esta interpretación estructural, al menos de forma cualitativa, para

aumentar la información geofísica disponible.

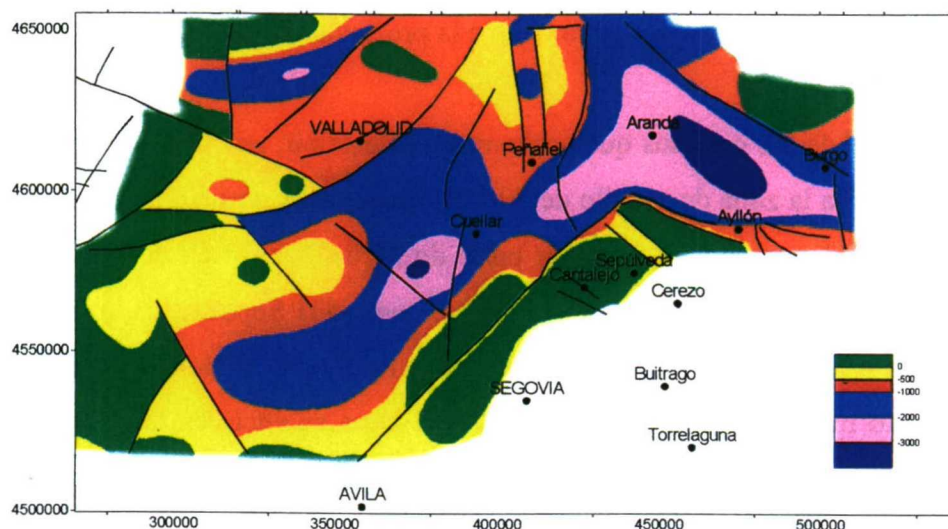


Figura 7.1. Mapa de profundidades del basamento bajo la cuenca del Duero, deducidas a partir de datos aeromagnéticos (AERO SERVICE, 1964). Tomada de Sánchez Serrano (2000). Coordenadas UTM en metros, huso 30. Datum nivel del mar.

El mapa mostrado en la figura 7.1 permite apreciar que el basamento de la cuenca del Duero está compartimentado a favor fundamentalmente de dos familias de fallas, una de ellas de orientación NE-SO y otra de dirección aproximada NO-SE. Dichas fracturas delimitan bloques elevados y hundidos. La mayor profundidad corresponde a la zona de la cuenca de Almazán y a un surco de orientación NE-SO paralelo a la dirección general del Sistema Central y que se extiende aproximadamente desde Aranda de Duero hasta Cuéllar, alcanzando una profundidad de más de 3.000 m bajo el nivel del mar cerca de esta última localidad.

7.1.3. DATOS SÍSMICOS

Los trabajos de sismica de refracción en la zona del Centro Peninsular son escasos, lo que ha dado lugar a un cierto grado de incertidumbre acerca de la estructura de la corteza en esa zona. Dichos trabajos han dado lugar a una serie de modelos corticales que presentan algunas características diferentes. Independientemente de los datos sísmicos utilizados, en todos estos modelos el espesor de la corteza oscila entre 28 y 31 Km (Payo, 1970; Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993, entre otros). Según los perfiles de sismica de refracción (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y

Vegas, 1988), la corteza está constituida por una corteza superior que incluye el basamento, en cuya base ha sido interpretada la existencia de una capa de baja velocidad que se extiende entre los 7 y 11 Km; la corteza media llega a los 24 Km de profundidad, y la corteza inferior tiene un espesor medio de 9 km. En el modelo cortical propuesto por Suriñach y Vegas (1988), a partir del perfil de sísmica de refracción Toledo-Salamanca, se señala el descenso del Moho hasta 34 Km por debajo del Sistema Central, resultando un engrosamiento de la corteza media. El engrosamiento cortical en el centro de la Península ya había sido sugerido mediante datos gravimétricos por Cadavid (1977).

En la tabla 7.1 se recogen los datos sobre profundidades y velocidades de las ondas P para el modelo de Suriñach y Vegas (1988).

Profundidad (Km)	Velocidad ondas P (Km/s)	
0-3	4.5	Sedimentos
3-7	6.0	Corteza superior
7-12	5.6	Corteza superior (capa de baja velocidad)
12-22	6.4	Corteza media
22-31	6.8	Corteza inferior

Tabla 7.1. Modelo de profundidades y velocidades para el centro peninsular a partir del perfil Toledo-Salamanca de Suriñach y Vegas (1988)

Estos mismos datos sísmicos fueron reinterpretados posteriormente por Pérez Aguado (1995) obteniendo un modelo cortical diferente, basado fundamentalmente en la no existencia de la capa de baja velocidad propuesta por Suriñach y Vegas (1988), con lo que llegan a un modelo en el que la velocidad aumenta constantemente con la profundidad y el espesor de la corteza es mayor que en el modelo anterior. En concreto, proponen una primera capa de sedimentos en las cuencas del Duero y Tajo, dos niveles de corteza superior con un espesor total de 10 Km bajo las cuencas y 15 bajo el Sistema Central, una corteza media de 11 Km en todo el área y una corteza inferior de 9 Km bajo las cuencas y 11 bajo el Sistema Central. Así pues, el engrosamiento sería tanto de la corteza superior como de la inferior, alcanzando el límite corteza-manto bajo el Sis-

tema Central los 40 Km de profundidad. Estos valores parecen excesivos considerando el resto de datos sísmicos mencionados anteriormente para el mismo área. La tabla 7.2 recoge los datos de profundidades y velocidades del modelo.

Cuenca del Tajo		Sistema Central		Cuenca del Duero		
Prof. (Km)	Vel. ondas P (Km/s)	Prof. (Km)	Vel. ondas P (Km/s)	Prof. (Km)	Vel. ondas P (Km/s)	
0-1	2			0-1.5	2	Sedimentos
1-3.5	5.5-5.9	0-3.5	5	1.5-5	5.5	Cort. Sup. 1
3.5-13	6-6.3	3.5-18	6-6.4	5-13	6-6.2	Cort. Sup. 2
13-24	6.4	18-29	6.4-6.8	13-24	6.4	Cort. Media
24-33	6.8-7.1	29-40	6.8-7	24-33	6.8-7	Cort. Inf.
33	8.2	40	8.2	33	8.3	Manto

Tabla 7.2. Valores de profundidades y velocidades de ondas P para el modelo de corteza del centro peninsular de Pérez Aguado (1995).

Más recientemente, Pulgar *et al.* (1996) para la zona norte de la Cuenca del Duero y Cordillera Cantábrica, obtienen un modelo cortical elaborado mediante un perfil sísmico de refracción en el que, para la zona de Palencia, señala la existencia de una capa de sedimentos de 1 Km de espesor, bajo la cual se encontraría un nivel de 3 Km de basamento, una corteza superior de 10 Km de espesor, una corteza media de 12 Km y una corteza inferior de 15 Km, encontrándose el límite corteza-manto a 31 Km de profundidad. Estos valores se muestran en la tabla 7.3 y son semejantes a los de Suriñach y Vegas (1988) para la zona no engrosada de la corteza pero no recoge la existencia de una capa de baja velocidad.

Profundidad (Km)	Velocidad ondas P (Km/s)	
0-1	2.2	Sedimentos
1-4	5.9	Basamento
4-14	6.0	Corteza superior
14-26	6.2	Corteza media
26-31	6.8	Corteza inferior
31	8.2	Manto

Tabla 7.3. Modelo de profundidades y velocidades de ondas P para la zona de Palencia (cuenca del Duero) a partir de los datos de sismica de refracción de Pulgar *et al.* (1996).

Estos modelos de corteza, aparte de proporcionar datos de referencia de profundidades para la interpretación gravimétrica, permiten obtener valores de densidad para las diferentes unidades corticales. A partir de la relación entre la velocidad de las ondas P y la densidad y utilizando la curva de Nafe y Drake (Nafe y Drake, 1957; Barton, 1986) y el diagrama de Wollard (1975), obtenemos los siguientes valores de densidad para los distintos niveles de corteza descritos en los modelos anteriores (Tabla 7.4):

Velocidad (Km/s)	Densidad (gr/cm ³)	
2-4.5	2-2.49	Sedimentos
5.5-6	2.65-2.71	Basamento
6-6.4	2.71-2.81	Corteza superior
6.2-6.8	2.77-2.96	Corteza media
6.8-7.1	2.96-3.03	Corteza inferior
8.2-8.3	3.41-3.46	Manto

Tabla 7.4. Valores de densidad para las distintas unidades de los modelos corticales propuestos obtenidos mediante la relación entre velocidad de ondas P y densidad (Nafe y Drake, 1957; Barton, 1986; Wollard, 1975).

7.2 PROCESO DE MODELIZACIÓN

Como ya se ha mencionado, el valor de las anomalías de Bouguer corresponde a la distribución de masas en profundidad. A partir del perfil geológico inicial, puede extrapolarse la estructura bajo la superficie con el fin de obtener el modelo o modelos que presenten una geometría geológicamente admisible. Éstos están constituidos por un cierto número de polígonos, representando cada uno de ellos un cuerpo geológico con una densidad concreta, la cual se determina a partir de muestras pertenecientes a cada tipo litológico. Una vez elaborado el modelo, se calcula la curva de anomalía de Bouguer teórica que produciría, y se compara con la anomalía de Bouguer experimental, siendo el más correcto aquel cuya diferencia entre la anomalía teórica y la experimental está por debajo de un error considerado como admisible. El ajuste se efectúa por un procedimiento de prueba y error, modificando sucesivamente el modelo hasta obtener una geometría que sea geológicamente posible, y compatible con la que nos muestra la

geología de superficie. El proceso de modelización se lleva a cabo en $2 + \frac{1}{2} D$, es decir, que los modelos gravimétricos son bidimensionales pero algunos cuerpos no se consideran infinitos en la dirección perpendicular al perfil, sino que su extensión lateral puede acotarse en función de datos geológicos. Esto es necesario en cuerpos graníticos o cuencas sedimentarias cuya extensión lateral no es muy grande. Para realizar la modelización, se ha utilizado el programa GM-SYS 6.1 (1992) de Geosoft.

7.3. MODELOS DE DENSIDADES

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en este estudio y la comparación con trabajos previos, se han establecido los siguientes valores de densidad para las diferentes unidades geológicas que se han utilizado en los modelos gravimétricos que se describirán a continuación (Tabla 7.5).

	Unidad	Densidad (gr/cm ³)
Cobertera	Neógeno (arcillas y arenas)	2.15
	Paleógeno (yesos, arenas, arcillas, conglomerados)	2.40
	Cretácico (62.5% dolomías, 37.5% arenas)	2.65
	Jurásico (calizas)	2.71
	Triásico	2.65
Basamento	Leucogranitos	2.64
	Adamellitas	2.66
	Leuconeises	2.66
	Neises (oeste de Berzosa)	2.68
	Pizarras	2.74
	Cuarcitas	2.68
	Esquistos	2.74
	Corteza superior	2.71
	Corteza media	2.85
	Corteza inferior	3.00
	Manto	3.44

Tabla 7.5. Valores medios de densidad utilizados en la elaboración de los modelos gravimétricos

7.3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS

Se ha llevado a cabo un total de cinco modelos gravimétricos 2+1/2 D, cuatro de ellos con una dirección NO-SE, perpendicular a las estructuras alpinas del Sistema Central, paralelos entre sí y cruzando zonas con distintas características geológicas para ver la posible variación espacial de dichas estructuras. El quinto modelo es paralelo a la dirección general del Sistema Central, NE-SO, y corta a los otros cuatro modelos de manera que exista una coherencia entre todos ellos y quede reflejada la estructura de la cadena según una orientación aproximadamente paralela a los grandes accidentes alpinos. La figura 7.2 muestra la localización de los cinco modelos realizados.

En la figura correspondiente a cada modelo se muestra, de arriba a abajo (fig. 7.3): curva de anomalía de Bouguer teórica y observada, modelo de densidades ajustado y un corte geológico esquemático. Como, en algunos casos, la escala del corte geológico no ha permite reflejar parte de las estructuras geológicas, en una figura aparte, figura 7.4, se han representado los cortes geológicos a una escala aproximada de 1:625.000 correspondientes a cada modelo.

7.3.1.1 Modelo 1-1'

El modelo constituye una transversal de la zona oriental del Sistema Central. Se extiende desde la Cuenca del Duero hasta la zona central de la Cuenca del Tajo, cortando el Macizo de Sepúlveda (fig. 7.3).

La curva de anomalía de Bouguer observada presenta un máximo relativo de gran longitud de onda limitado al NO y SE por dos mínimos relativos, que alcanzan valores de -102 mGal (NO) y -115 mGal (SE). Dentro del máximo relativo se observa la existencia de mínimos y máximos relativos de menor longitud de onda.

En el ajuste del modelo se ha introducido la geometría de la discontinuidad del Moho obtenida mediante la inversión del mapa de anomalía de Bouguer regional. En esta transversal el descenso del Moho sólo alcanza los 500 m.

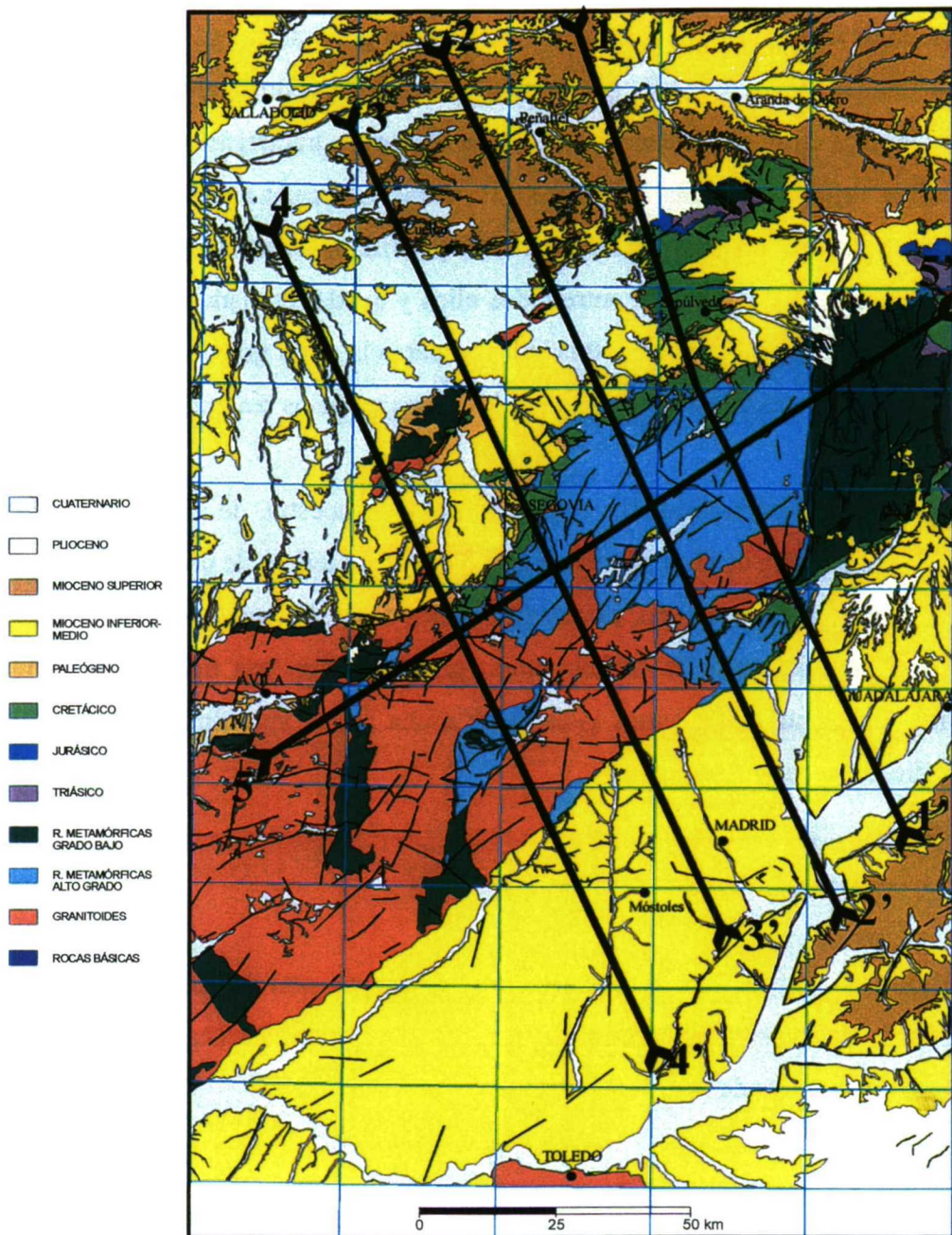


Figura 7.2. Mapa geológico de síntesis del área de estudio donde se muestra la localización de los cortes geológicos y modelos de gravimetría realizados.

La distribución de las anomalías coincide con las grandes unidades estructurales de la zona. Los mínimos relativos se corresponden con las cuencas del Duero y del Tajo y el máximo relativo con el Sistema Central. Los máximos espesores de sedimentos terciarios en las zonas adyacentes al Sistema Central justifican los mínimos relativos.

NO

MODELO 1-1'

SE

Generado con GM-SYS

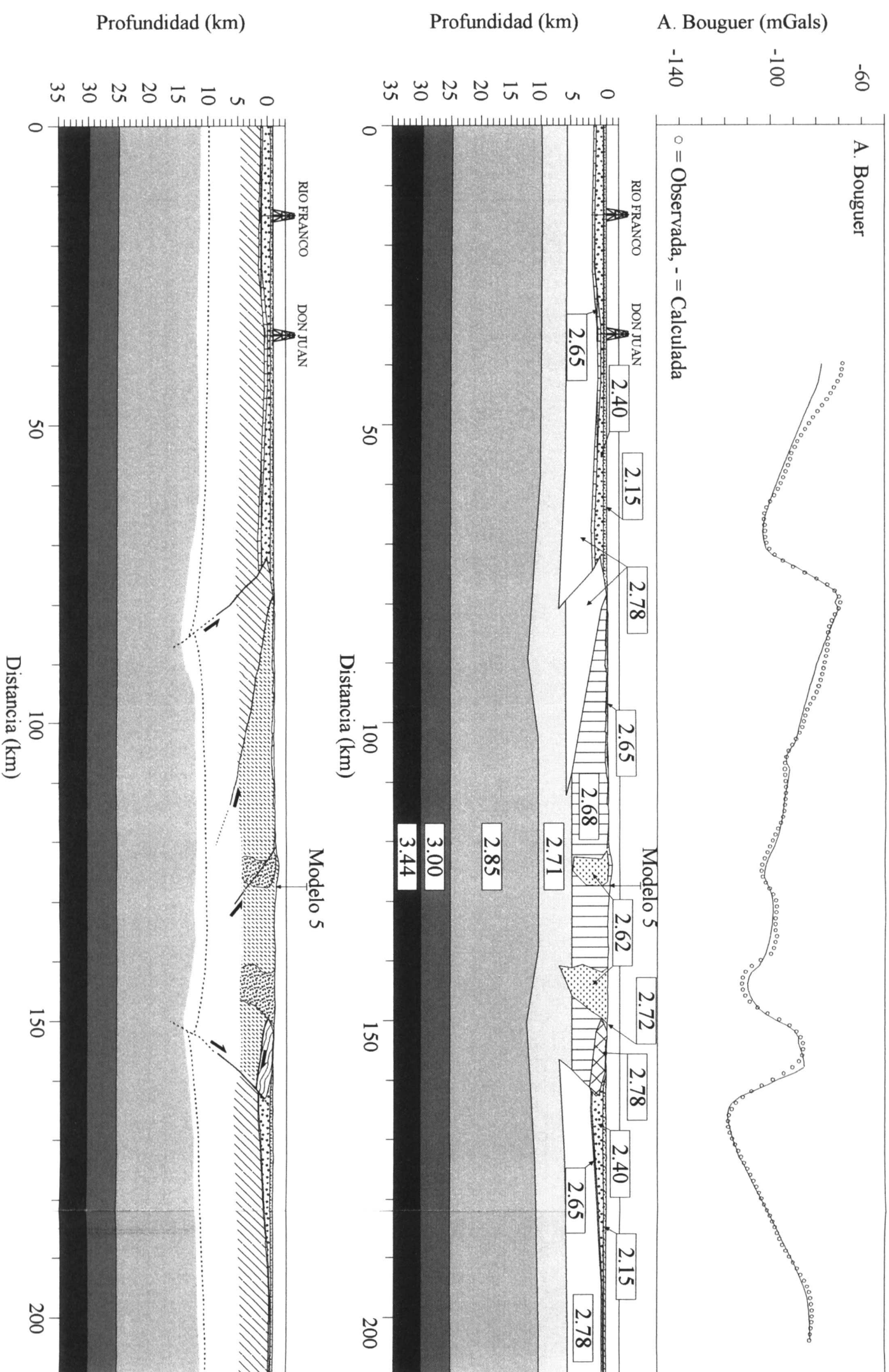


Figura 7.3. Los 5 modelos gravimétricos 2+1/2 D realizados perpendicular (modelos 1 a 4) y longitudinalmente (modelo 5) al Sistema Central. En cada uno de ellos se indica, de arriba abajo, la comparación entre la anomalía de Bouguer observada y la calculada mediante el modelo, el modelo de densidades con los valores de densidad para cada bloque en gr/cm^3 , y por último el modelo geológico realizado a partir del modelo de densidades. Los primeros 10 kilómetros del modelo geológico se expandirán con más detalle en la figura 7.4.

NO

Generado con GM-SYS

MODELO 2-2'

SE

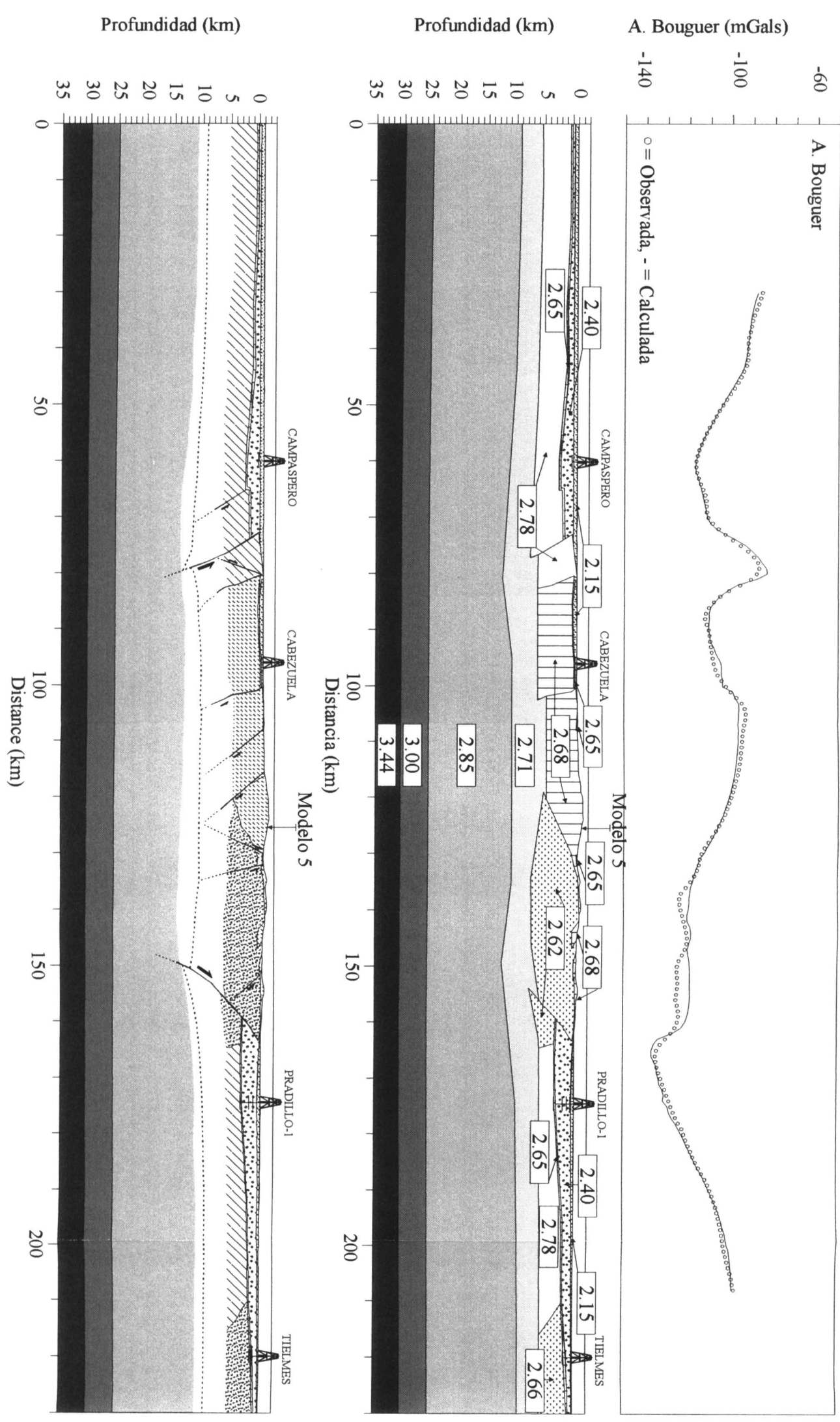


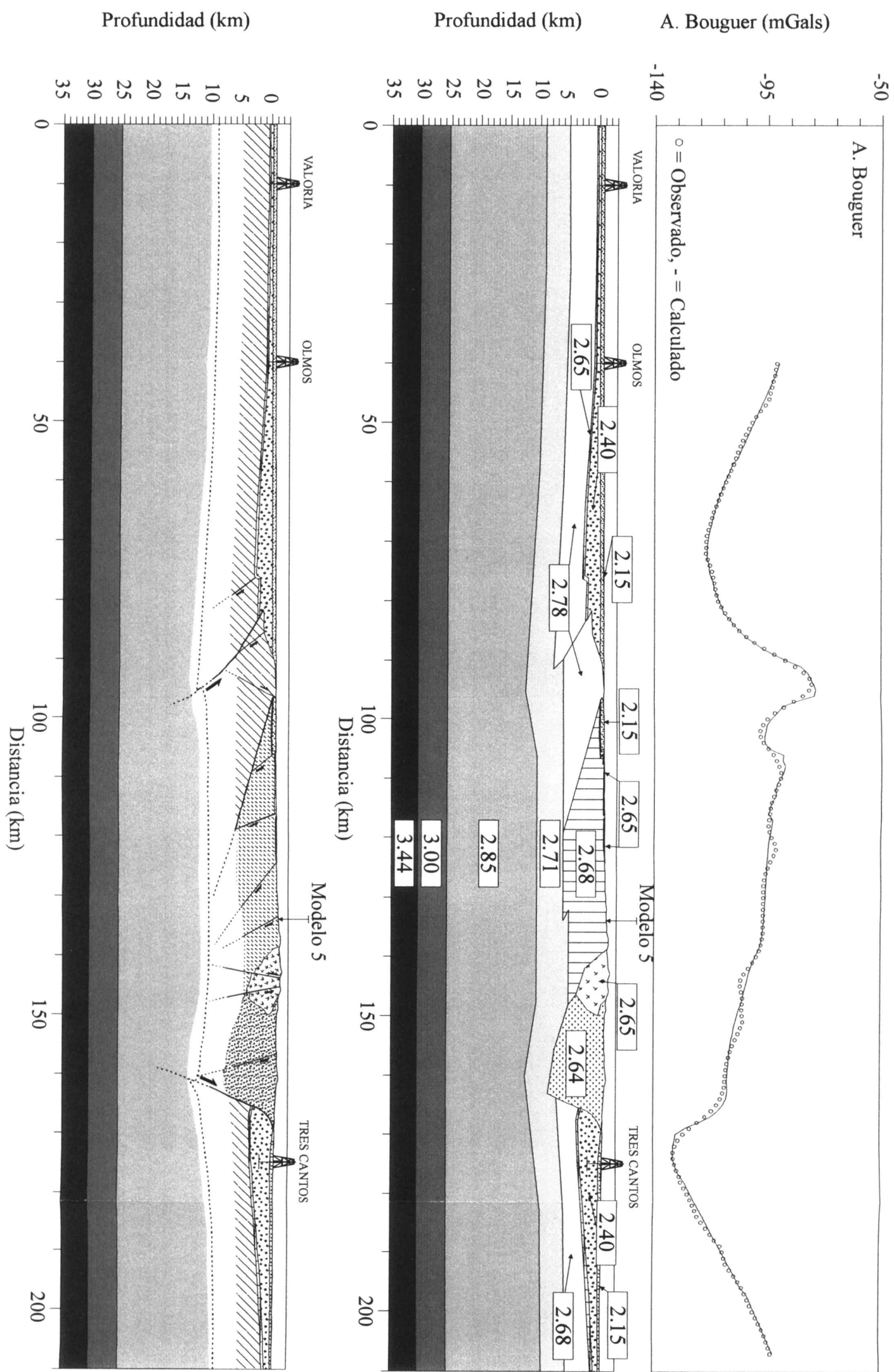
Figura 7.3. (Continuación).

ON

MODELO 3-3'

SE

Generado con GM-SYS



NO

MODELO 4-4'

SE

Generado con GM-SYS

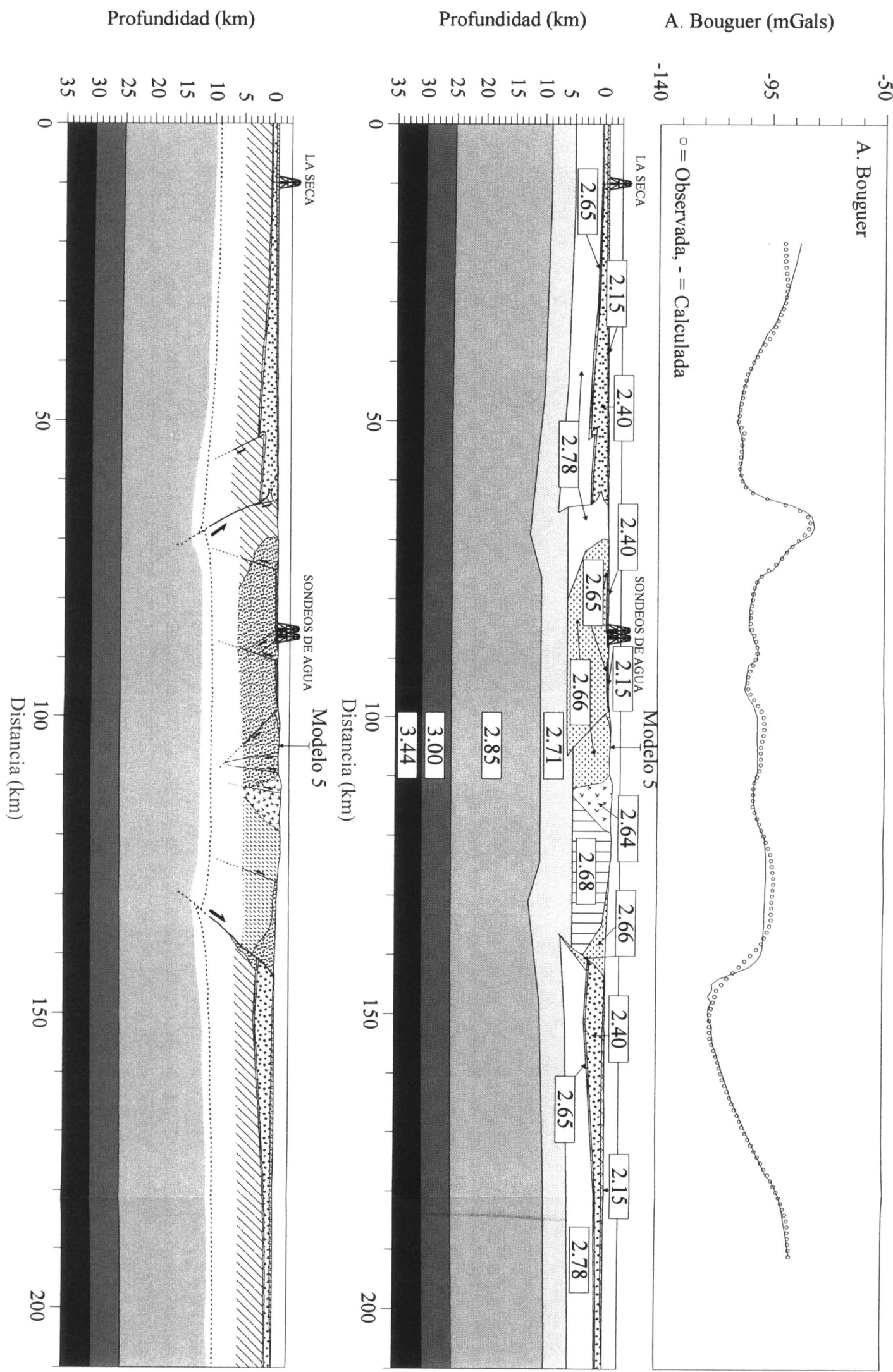


Figura 7.3. (Continuación)

O Generado con GM-SYS

MODELO 5-5'

E

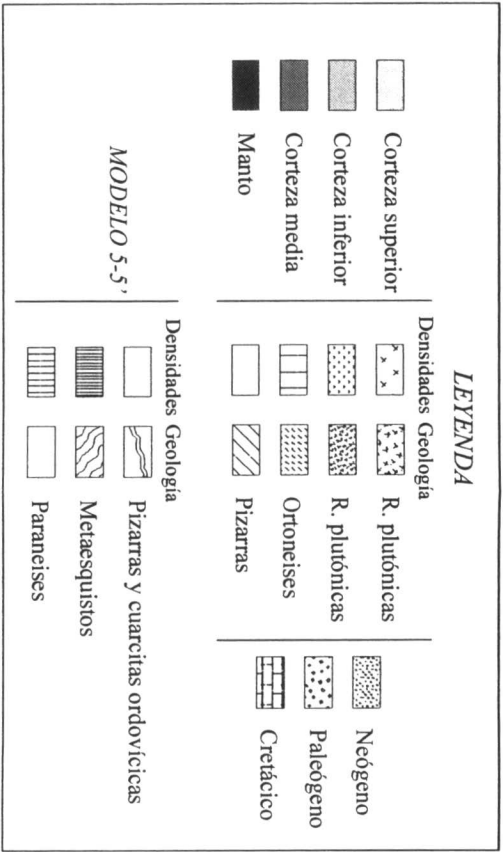
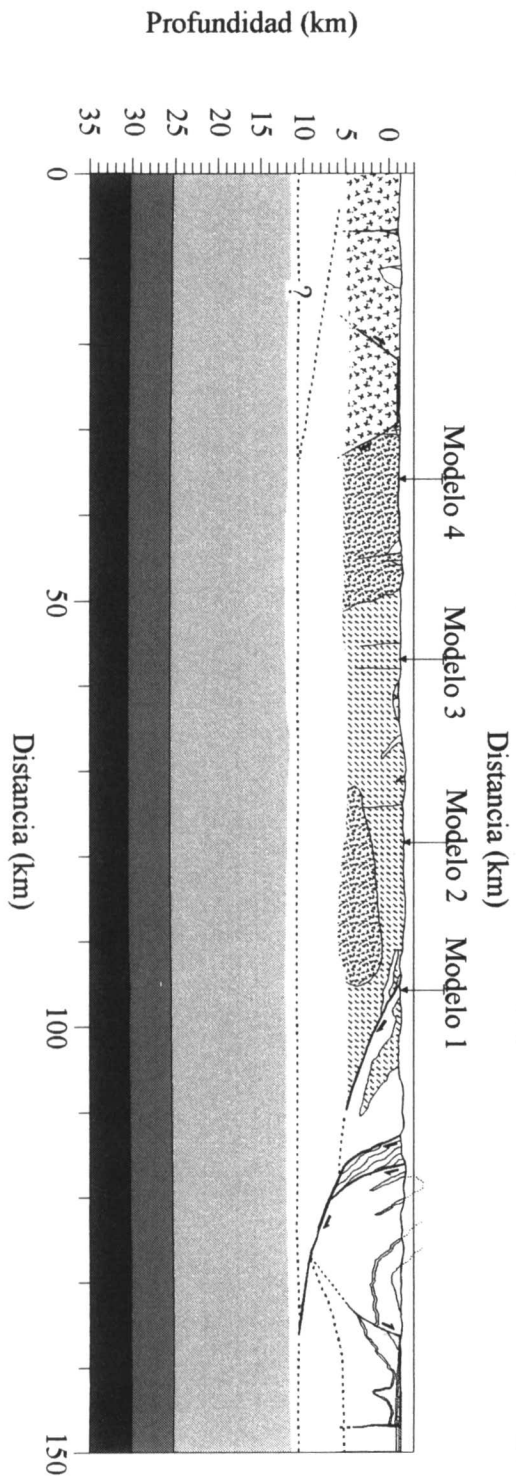
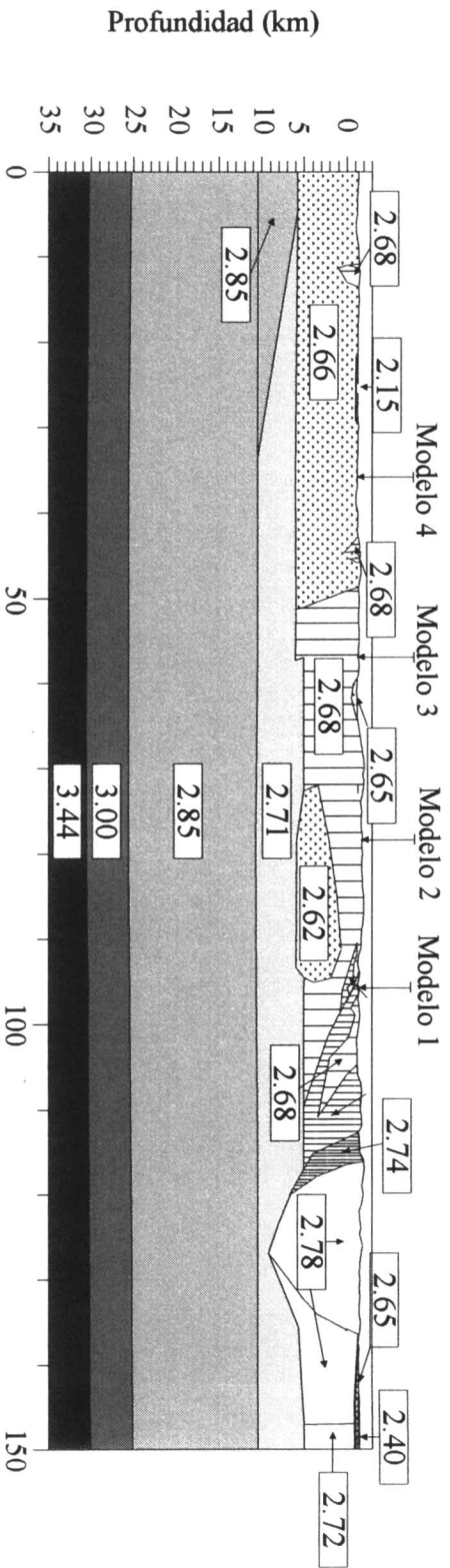
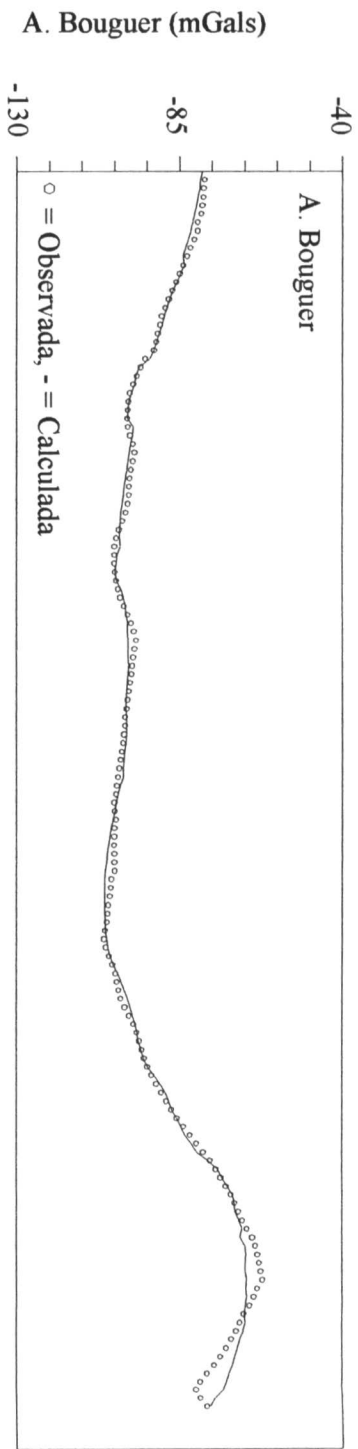


Figura 7.3. (Continuación)

Tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo, el espesor de los sedimentos paleógenos (cuerpo de densidad 2.40 gr/cm^3) más el espesor de los sedimentos neógenos (cuerpo de densidad 2.15 gr/cm^3) alcanzan un total de 2500 m. Bajo estos cuerpos se encuentran dos cuerpos de densidad 2.65 gr/cm^3 y 2.78 gr/cm^3 correspondientes a los materiales mesozoicos de la cobertera y al basamento. En función de los datos de densidades (tabla 7.5) el basamento estará constituido fundamentalmente por rocas metamórficas densas, como las pizarras. Estas litologías concuerdan con los datos de sondeos y con las deducidas mediante datos de sismica de reflexión (Querol, 1989) en la cuenca del Tajo. En ambas cuencas, el límite cobertera-basamento asciende hacia el interior de la mismas. Esta geometría necesaria para alcanzar el ajuste, también ha sido puesta en evidencia en la cuenca del Tajo mediante datos sísmicos (Querol, *op. cit.*). En la cuenca del Duero el ascenso se justifica con los datos del sondeo de Don Juan.

Los fuertes gradientes que delimitan el máximo relativo se justifican en gran parte por el contraste de densidad entre el basamento y los sedimentos terciarios. Ambos gradientes señalan la posición de las fallas que delimitan el Sistema Central. En conjunto, la cadena representa un bloque cortical elevado a favor de dos fallas inversas de gran ángulo. En el modelo, sus buzamientos son de unos 45° y se observa que tiende a disminuir hacia la superficie. El máximo relativo está caracterizado por unos valores absolutos de la anomalía que aumentan hacia el SE. El ajuste ha requerido introducir un cambio de densidad en el basamento, representado por un cuerpo de densidad 2.68 gr/cm^3 . Este cambio se produce cerca del borde NO, y aunque en esa zona existen afloramientos de rocas sedimentarias y mesozoicas, debido a su escasa potencia, no contribuyen significativamente al ajuste. Por otro lado, en esta transversal predominan en superficie las rocas metamórficas de medio grado, en especial los neises. La superficie que delimita ambos cuerpos tiene un buzamiento muy bajo: aproximadamente 10° . El mínimo situado en la parte SE del máximo relativo correspondiente al Sistema Central, está relacionados con un cuerpo granítico aflorante, el granito de la Cabrera, representado por un cuerpo de densidad 2.62 gr/cm^3 . Esta densidad se ha obtenido a partir de la medida realizada en muestras de este granito. Adyacente a este mínimo se encuentra un máximo relativo que está asociado al afloramiento de esquistos, pizarras y cuarcitas en el área de Tamajón. Un cuerpo de densidad 2.78 gr/cm^3 , densidad asignada a estas litologías, justifica esta anomalía. Por último, el mínimo relativo situado en la zona central

del perfil se ha ajustado mediante un cuerpo de baja densidad, 2.62 gr/cm^3 , probablemente un cuerpo granítico no aflorante.

Las fuentes superficiales y la geometría del Moho no justificaban adecuadamente el perfil gravimétrico. Para mejorar el modelo ha sido necesario considerar la existencia de un cuerpo de menor densidad bajo el basamento, cuerpo cuyo límite inferior coincide con el límite corteza superior-corteza media. Sus límites presentan una forma arqueada e introduce variaciones de espesor en el cuerpo inferior, correspondiente a la corteza media.

El error total del modelo es de un 1.96 % y se concentra en gran parte en el extremo NO. Aunque se ensayaron distintas soluciones no se consiguió mejorar el ajuste sin introducir cuerpos difícilmente explicables desde el punto de vista geológico. Por ello se ha optado por no incluirlas en el modelo final.

Interpretación geológica

En la figura 7.4 está representado el corte geológico correspondiente al modelo 1-1'. En él sólo se ha incluido la parte más superficial de la corteza. Con respecto al modelo gravimétrico, el corte geológico se extiende hacia el interior de la Cuenca del Duero hasta incluir el sondeo de Río Franco.

En el corte se pone de relieve la estructura de la zona. El Sistema Central representa un bloque de corteza elevado a favor de fallas inversas de gran ángulo. Presenta una forma arqueada que, desde un punto de vista geométrico, correspondería a una gran estructura antiformal o anticlinal. Teniendo en cuenta el espesor de sedimentos en las zonas adyacentes de las cuencas, el salto medio de las fallas sería de unos 2000 m. La forma del límite corteza superior-media sugiere que las fallas alcanzan al menos hasta la parte superior de la corteza media.

El fondo de las cuencas desciende en las zonas adyacentes al Sistema Central. Este descenso ha sido interpretado como la respuesta flexural de la corteza frente al peso de los sedimentos acumulados y a la elevación de la cadena (Van Wees, 1994). El

relleno, sincrónico con el levantamiento del Sistema Central, adoptaría una geometría de discordancia progresiva para el borde norte de la cadena (Mediavilla, com. personal).

La estructura en el interior del Sistema Central se caracteriza por la presencia de dos basamentos de naturaleza distinta, uno de ellos pizarroso y de densidad alta y otro constituido por rocas metamórficas de grado medio y alto, principalmente ortoneises, con densidad más baja, además de una serie de cuerpos graníticos de baja densidad. La geometría del límite entre los dos tipos de basamento, como se muestra en el corte 1-1', es la de un plano bastante tendido con buzamiento hacia el SE. Esta discontinuidad es necesaria para explicar la anomalía gravimétrica que se observa en el interior del Sistema Central, como se ha mencionado antes. Esta superficie puede haber actuado durante la compresión alpina como una falla inversa en la cual se enraizarían las fallas que, con mayor ángulo, generan los bloques levantados y los pliegues monoclinales en la cobertura que se han descrito en el apartado de geología. Dichas fallas inversas presentaban valores de buzamiento deducidos de los modelos de pliegues asociados a fallas en general altos, de unos 50° a 60°, mientras que la superficie que limita los dos tipos de basamento muestra un buzamiento mucho menor, de alrededor de 10°, que parece aumentar hacia la superficie.

En el borde sur del Sistema Central, la zona de cizalla de Berzosa muestra una geometría muy semejante, aunque la disposición de los dos tipos de basamento sería la contraria, con los materiales pizarrosos más densos situados sobre los materiales de tipo ortoneis. Su buzamiento es muy tendido aunque en este corte esta estructura es cortada con un ángulo muy bajo respecto a su dirección N-S. Dentro del bloque de rocas metamórficas de alto grado, la estructura alpina parece definida por una serie de fallas inversas con buzamientos relativamente altos, como se ha mencionado antes, que buzaban hacia el sureste en el borde norte y hacia el noroeste en el borde sur. Definen una serie de bloques levantados y hundidos a modo de *pop-ups* y *pop-downs* con la máxima elevación en su zona central (km. 125 corte 1-1').

En el borde norte, en la zona entre Villaseca y Arcones que constituye el macizo de Sepúlveda, no aparecen fallas inversas con buzamiento hacia el noroeste, por lo que la subida del basamento tiene una geometría en escalones, ascendiendo progresivamente

hacia el sur. Dichos escalones están controlados por los pliegues monoclinales con vergencia NO que se dibujan en la cobertera mesozoica. Las primeras fallas importantes con buzamiento al NO aparecen a partir de Buitrago de Lozoya, y son entonces muy escasas las fallas con buzamiento SE.

Dos cuerpos plutónicos aparecen en este corte, uno de ellos aflora y corresponde al granito de La Cabrera (km. 140-150 corte 1-1'), mientras que el otro ha sido deducido a partir de los datos gravimétricos y tiene un tamaño menor (km. 125, corte 1-1'). Así pues, la estructura general del Sistema Central para el corte 1-1' es la de un gran bloque de basamento elevado a partir de dos fallas inversas de alto buzamiento cuyo valor disminuye hacia la superficie. El basamento bajo las cuencas es pizarroso y sus mayores profundidades se encuentran junto a las fallas inversas. En el interior del Sistema Central, una superficie de bajo buzamiento separa un basamento menos denso que aflora en la mayor parte del área de otro pizarroso bajo él. Numerosas fallas inversas producen la subida en bloques del basamento hasta sus máximas alturas. Dos cuerpos plutónicos de baja densidad, uno aflorante y otro no, constituyen las únicas manifestaciones plutónicas en este corte.

7.3.1.2 Modelo 2-2'

El modelo 2-2' (figura 7.3), también es transversal al Sistema Central. Discurre paralelo al anterior pero desplazado 20 Km hacia el oeste.

La forma general de la curva de anomalía de Bouguer observada es similar a la del modelo anterior. Está constituida por dos mínimos relativos que limitan un máximo relativo de gran longitud de onda. Dentro de este máximo, la curva muestra una tendencia hacia valores más negativos de la anomalía hacia el SE así como la existencia de anomalías gravimétricas de distinta longitud de onda. Entre ellas destaca el máximo relativo situado en el extremo NO. Dicho máximo está limitado por dos fuertes gradientes con los dos mínimos relativos adyacentes. En el mínimo NO, el valor de la anomalía alcanza los -106 mGal. El gradiente del extremo SE presenta un menor desarrollo que en el modelo anterior, lo que debe ser debido a la menor densidad del basamento y de los sedimentos de la cuenca.

CORTES GEOLÓGICOS

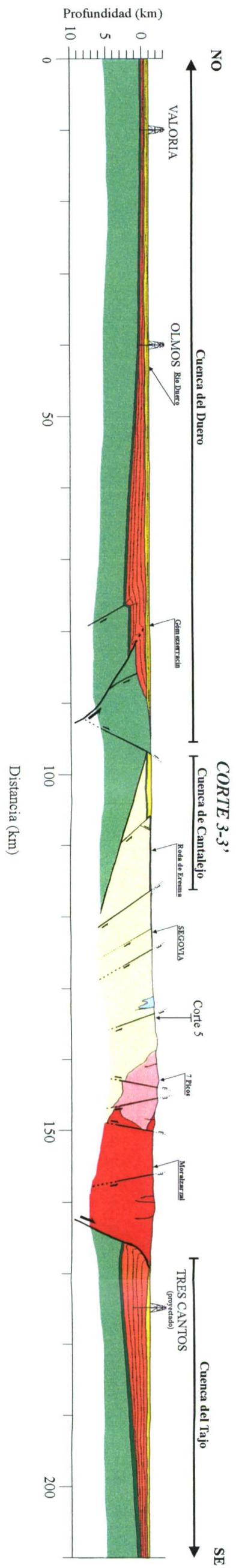
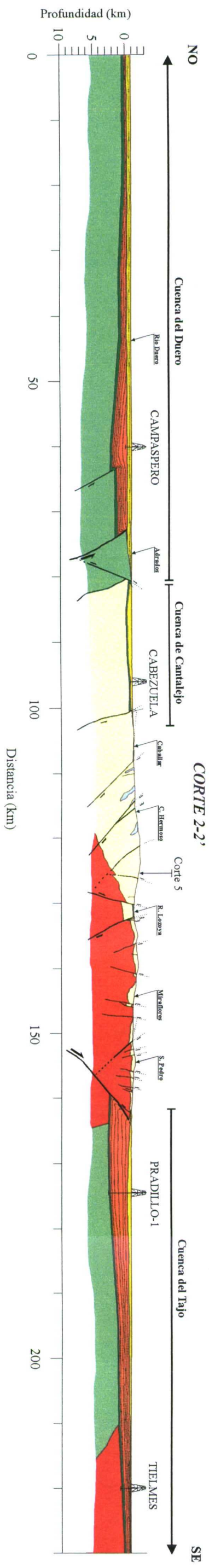
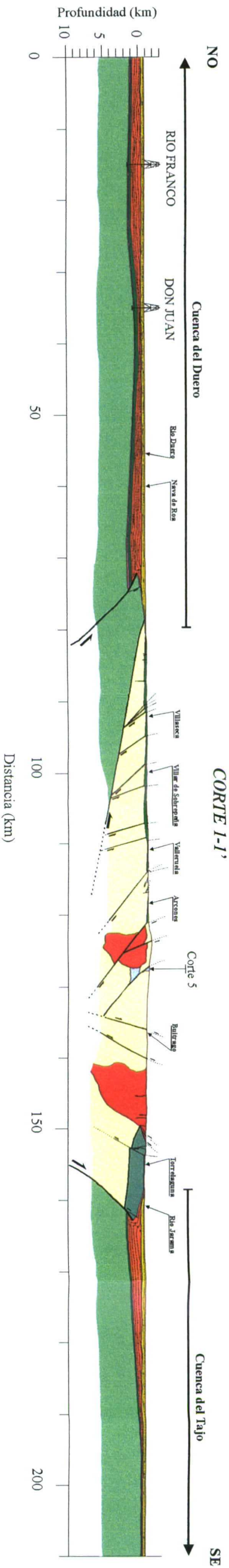


Figura 7.4. Cortes geológicos realizados perpendicular (cortes 1 a 4) y longitudinalmente (corte 5) al Sistema Central. La estructura en profundidad ha sido obtenida a partir de los modelos gravimétricos. Para explicación de las características de la estructura expuesta en los cortes, ver el texto.

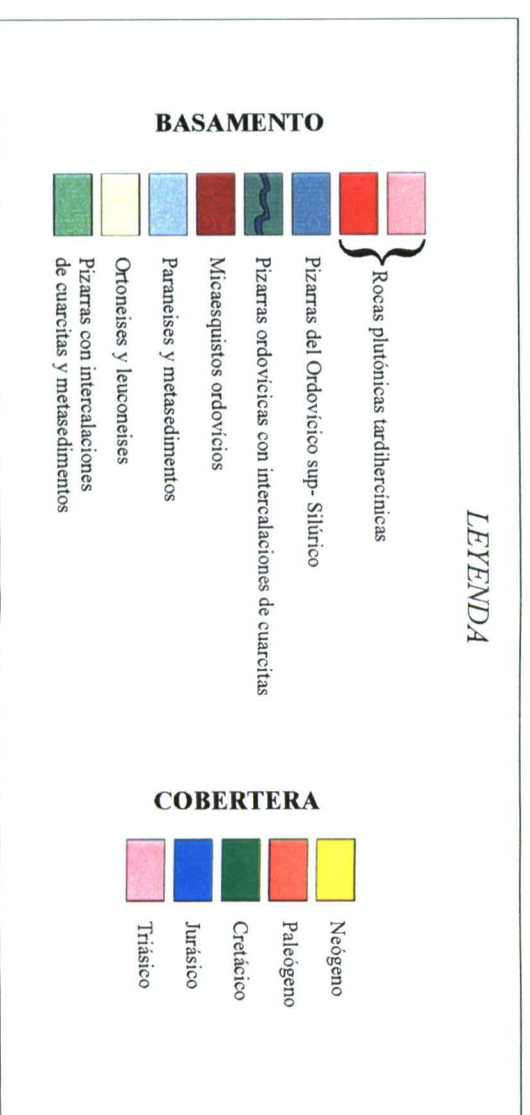
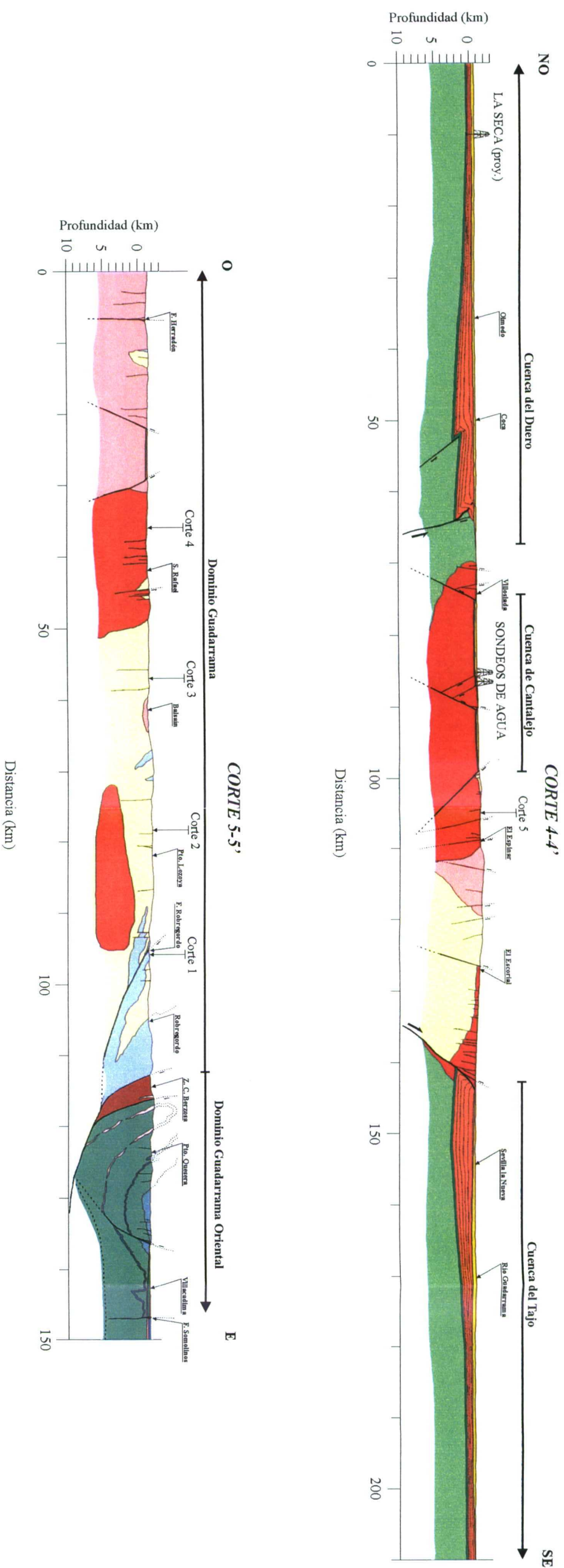


Figura 7.4. (Continuación)

En el ajuste del modelo se han seguido las mismas pautas que en el caso anterior. En primer lugar, se introdujeron los datos correspondientes a la geometría del Moho. El descenso de esta discontinuidad alcanza unos 500 metros como máximo en este modelo.

Los mínimos relativos corresponden a los depocentros de las cuencas del Duero y del Tajo. El espesor de sedimentos en la primera de ellas alcanza los 3.000 m en este punto. La suave inflexión de la anomalía en el mínimo se ha ajustado introduciendo un escalón en el fondo de la cuenca. Como en el modelo anterior, el contraste de densidad de los materiales terciarios (2.40 gr/cm^3 y 2.15 gr/cm^3) y del basamento (2.78 gr/cm^3) justifica el gradiente SE del mínimo. Éste coincide con la posición de la falla del borde norte del Sistema Central. Esta estructura presenta un buzamiento alto.

Ya en el máximo relativo correspondiente al Sistema Central, el mínimo relativo de menor longitud de onda situado hacia el SE está asociado con la cuenca de Cantalejo. Los datos del sondeo de Cabezuela y los datos de campo no parecen indicar que el relleno de sedimentos terciarios de la cuenca de Cantalejo justifique la anomalía. Por ello, ha sido necesario introducir un cambio de densidad en el basamento del Sistema Central. En el modelo 1-1', el límite entre ambos cuerpos correspondía a una superficie muy tendida, hecho que contrasta con los resultados obtenidos en este modelo, en el que la superficie presenta un buzamiento alto. El mínimo se justifica por el efecto combinado de los sedimentos más el descenso en la densidad del basamento infrayacente (2.68 gr/cm^3). Los afloramientos de neises en la zona norte de la cadena montañosa justifican el máximo relativo adyacente. Para ajustar los valores negativos, ha sido necesario añadir un cuerpo de baja densidad (2.62 gr/cm^3). Respetando los afloramientos de neises en superficie, se ha ajustado la forma de este cuerpo que ocupa el extremo SE del Sistema Central. Su existencia parece demostrada por los afloramientos de rocas graníticas en esta área.

En cuanto al gradiente del borde sur del Sistema Central (km. 160 del perfil) es muy distinto al del modelo anterior, ya que a pesar de que los datos de sismica citados en apartados anteriores y los datos del sondeo del Pradillo-1 revelan la existencia de una falla inversa del basamento sobre el Terciario y un espesor de más de 3.000 m de sedimentos, el valor del gradiente es muy pequeño, de tan solo 10 mGal entre el mínimo del

depocentro de la cuenca y el Sistema Central.

Puesto que en superficie afloran materiales correspondientes a ortoneises cuya densidad media es de 2.68 gr/cm^3 y su superposición sobre los materiales paleógenos de densidad 2.40 gr/cm^3 produciría un gradiente mucho mayor, el modelo sólo puede ser ajustado considerando la existencia de un cuerpo de baja densidad inmediatamente bajo los ortoneises. Este cuerpo presentaría un valor de 2.62 gr/cm^3 que es el mismo utilizado en el modelo anterior para el granito de La Cabrera, lo que indicaría que la naturaleza del basamento en esta zona sería del mismo tipo. Este cuerpo estaría afectado por la falla inversa que constituye el borde sur del Sistema Central, de manera que parte del mismo quedaría en el labio hundido de la falla. La combinación del cuerpo de baja densidad en vez de ortoneises sobre los materiales terciarios y de parte del mismo bajo el depocentro, disminuiría el gradiente de la anomalía de Bouguer teórica hasta valores muy próximos a los observados. Aun así, no se ha conseguido un ajuste perfecto en esta zona del modelo, lo que indica que o bien el cuerpo de baja densidad presenta un valor de la misma algo inferior todavía al utilizado, o bien su extensión es algo mayor. Es en esta zona donde se produce el mayor desajuste entre la anomalía observada y la teórica, que en todo el modelo presenta un grado de error del 1,9%.

Así pues, el basamento en este modelo presenta también tres cuerpos distintos, aunque es más heterogéneo que en el modelo anterior. Un basamento pizarroso de densidad 2.78 gr/cm^3 ocupa el fondo de ambas cuencas excepto la parte central de la cuenca del Tajo que, como se conoce a partir del sondeo de Tielmes, está constituido por materiales de tipo plutónico con densidad 2.66 gr/cm^3 . El basamento del Sistema Central, por su parte, está formado por pizarras hasta el borde occidental de la cuenca de Cantalejo, ortoneises de densidad 2.68 gr/cm^3 hasta la zona de máximas alturas de la cadena (km. 130 aproximadamente del perfil) y un gran cuerpo plutónico de densidad 2.62 gr/cm^3 que aflora únicamente en dos zonas reducidas rodeadas por materiales metamórficos pero que su efecto sobre el valor de anomalía de Bouguer indica que tiene que ocupar una gran extensión lateral en profundidad (entre el km. 120 y el 160 del perfil) y alcanzar los 7 kilómetros de profundidad aproximadamente.

En cuanto a la estructura general de la corteza, las características son las mismas que las citadas anteriormente. El basamento se encuentra compartimentado en bloques

limitados por fallas inversas de alto buzamiento que definen un ascenso de unos 2 kilómetros máximo en la parte central de la cadena. La corteza superior presenta un abombamiento que en la zona de máxima altura del Sistema Central llega a alcanzar también un ascenso de casi 2 kilómetros respecto a la zona más deprimida, situada en el labio hundido de las fallas inversas que limitan la cadena, mostrando una suave flexión desde el centro de las cuencas terciarias al igual que el techo del basamento.

Interpretación geológica

La estructura general (figura 7.4) es similar a la del corte anterior, con un basamento de carácter pizarroso bajo las cuencas del Duero y el Tajo y dos fallas inversas de alto buzamiento que va disminuyendo hacia la superficie, constituyendo los bordes norte y sur (km. 75 y 160 respectivamente). Sin embargo, aquí aparecen algunas diferencias importantes. En primer lugar, el sondeo de Tielmes muestra que el basamento en ese punto está constituido por materiales plutónicos en lugar de los pizarrosos que aparecen en el sondeo de El Pradillo-1, por lo que existe una heterogeneidad en la naturaleza del mismo. Además, para ajustar la anomalía gravimétrica existente en el borde sur del Sistema Central en este corte, como se ha indicado anteriormente, es necesario que existan materiales plutónicos de baja densidad en ambos bloques de la falla del borde sur del Sistema Central, aunque en superficie se observe la presencia de ortoneises algo más densos que deben alcanzar poca profundidad.

En cuanto al relleno sedimentario, es similar en ambas cuencas al descrito en el corte 1-1', aunque el espesor de los materiales paleógenos en este caso es mayor, de unos 2.300 m en la cuenca del Duero y unos 3.000 m en la cuenca del Tajo, de acuerdo con los datos gravimétricos y el sondeo de El Pradillo. Los materiales miocenos se disponen en *onlap* sobre los paleógenos y el basamento con un espesor de 500-600 m máximo. El borde norte del Sistema Central presenta una falla inversa por delante de la falla principal que da lugar a un bloque levantado pero con mucho menor salto en la vertical que dicha falla principal. De nuevo la geometría del techo del basamento es la de una suave flexión desde el centro de las cuencas, donde el espesor máximo del relleno sedimentario es de unos 1.000 m, hacia los depocentros situados junto a las fallas principales. En el interior del Sistema Central existen, como en el corte anterior, 3 tipos

de basamento diferentes, uno pizarroso situado en el borde norte, otro de tipo ortoneis que es el que aflora en la mayor parte del corte, y unos materiales plutónicos de baja densidad semejantes a los del corte 1-1' pero que en este caso necesitan tener un volumen mucho mayor para justificar la anomalía gravimétrica existente en esta zona. Estos materiales solo llegan a aflorar en dos zonas reducidas situadas entre los kilómetros 140 y 150 del corte, pero en profundidad tienen que presentar una extensión mucho mayor. Aunque han sido representados con un mismo color, estos materiales pueden corresponder a varios episodios intrusivos sucesivos y no necesariamente tienen que constituir un único cuerpo homogéneo. Estos materiales se extenderían desde la zona central del Sistema central (km. 120 del corte) hasta el borde sur del mismo.

En el borde norte vuelve a aparecer un límite entre el basamento de tipo pizarroso y el constituido por rocas metamórficas de grado medio-alto, pero en este caso dicho límite tiene un buzamiento bastante más alto. De nuevo fallas inversas de buzamientos elevados hacia el SE constituyen la estructura alpina de este borde norte, dando lugar a bloques que van ascendiendo hasta alcanzar la máxima altura en este sector hacia el kilómetro 125 del corte. Sin embargo, una falla inversa con buzamiento al NO da lugar a un pequeño *pop-up* en la zona de Adrados (km. 80) de manera que entre los kilómetros 80 y 100 queda definida una pequeña cuenca terciaria, la cuenca de Cantalejo, limitada por fallas inversas y con un máximo espesor de unos 600-700 m próximo al borde norte de dicha cuenca. Algunas bandas de paraneises y rocas de silicatos cálcicos se encuentran intercaladas entre los ortoneises en la zona entre Caballar y Collado Hermoso, y a partir del kilómetro 125 aproximadamente comienzan a predominar las fallas con buzamiento al SE. La estructura alpina general viene pues definida por bloques levantados (*pop-ups*) y hundidos (*pop-downs*) definidos por ambos tipos de fallas. Así, de norte a sur encontraríamos los siguientes bloques: *pop-up* de Adrados, *pop-down* que define la cuenca de Cantalejo, *pop-up* entre Caballar y el valle del Lozoya, *pop-down* que define el valle del Lozoya (km. 130 del corte, donde se ha conservado parte de la cobertera mesozoica), *pop-up* de la zona de Miraflores, *pop-down* de la zona del valle de Guadalix (km. 150 del corte) y *pop-up* que corresponde al macizo de S. Pedro. Puede verse que, en general, los *pop-up* tienen anchuras mayores que los *pop-down*. Esta estructura de bloques levantados y hundidos es la definida en los modelos más recientes del Sistema Central que se citaron en el capítulo anterior de geología.

7.3.1.3 Modelo 3-3'

El modelo 3-3' (figura 7.3) se encuentra situado al oeste del anterior y, como este último, es también transversal a la dirección del Sistema Central.

La forma de la curva de anomalía de Bouguer observada es más semejante a la del modelo 1-1' que a la del 2-2'. En general, dos mínimos relativos en los extremos que delimitan un máximo relativo en la zona central. En él, dentro de una tendencia general de alcanzar valores más negativos cuanto más al SE, se pueden apreciar máximos y mínimos relativos de menor longitud de onda.

Como en los casos anteriores, para ajustar los modelos se procedió en primer lugar a introducir la geometría del Moho determinada previamente, que en esta zona vuelve a alcanzar un valor máximo de unos 500 m de descenso bajo el Sistema Central.

Los dos mínimos relativos presentes en los extremos del modelo alcanzan aquí los valores más bajos de los cinco modelos realizados, -119 mGal al NO y -132 mGal al SE, correspondiendo a las zonas de mayor espesor de sedimentos terciarios. En efecto, el mínimo localizado al NO se justifica mediante el contraste de densidad entre un basamento representado por un cuerpo de densidad 2.78 gr/cm^3 y dos cuerpos de densidades 2.40 gr/cm^3 y 2.15 gr/cm^3 , con un espesor total de unos 3.000 m. Este mínimo relativo presenta un gradiente en su límite SE que lo separa de un máximo relativo que se justifica por el afloramiento de materiales de densidad 2.78 gr/cm^3 observados en el macizo de Nieva. Al SE del mismo existe un nuevo mínimo relativo, de menor longitud de onda que el anterior, que se justifica bien mediante un cuerpo de densidad 2.15 gr/cm^3 y un espesor máximo de unos 300 m, que se interpreta como el relleno sedimentario de la cuenca de Cantalejo.

En cuanto al mínimo relativo del extremo SE del perfil, presenta un gradiente de escasa amplitud en su límite NO y un suave ascenso en su límite SE. El primero corresponde con la falla del borde sur del Sistema Central, y a pesar de que el salto en la misma a partir de datos de sísmica y sondeos (Querol, 1989, *op. cit*) es de unos 3.500 m, el gradiente se justifica mediante el contraste entre un cuerpo de densidad 2.40 gr/cm^3 ,

correspondiente al relleno de la cuenca del Tajo, y otro de densidad 2.64 gr/cm^3 , que correspondería a los materiales graníticos que afloran en superficie.

En el interior del Sistema Central, la característica general de la curva de anomalía de Bouguer es un descenso paulatino hacia el SE. Como en el caso del modelo 1-1', esto puede justificarse mediante una superficie de bajo buzamiento, unos 15° , que delimita un cuerpo de densidad 2.68 gr/cm^3 sobre otro de mayor densidad, 2.78 gr/cm^3 . El primero de ellos correspondería a los materiales neísicos aflorantes en la parte central de la cadena, mientras que los segundos corresponden a los materiales de tipo pizarroso que afloran en el macizo de Nieva.

En cuanto a la estructura general de la corteza, es necesario nuevamente introducir un abombamiento general de la parte superior de la misma para conseguir un buen ajuste, de manera que se introduce un cuerpo de menor densidad, 2.71 gr/cm^3 , dentro de otro de mayor densidad, 2.78 gr/cm^3 , mediante una geometría de tipo antiformal. El ascenso de este cuerpo menos denso correspondiente a la corteza superior es de aproximadamente 2 Km respecto a las zonas más deprimidas.

El grado total de error del modelo entre el ajuste de la anomalía observada y la teórica es de un 1.23 %

Interpretación geológica

La estructura general (figura 7.4) es semejante a la descrita en los cortes anteriores, con un basamento constituido por pizarras bajo ambas cuencas terciarias y dos importantes fallas inversas con alto buzamiento que se hacen más tendidas hacia la superficie constituyendo los bordes del Sistema Central.

En esta ocasión, no es necesaria la presencia de cuerpos plutónicos en el interior del basamento de la cuenca del Tajo para justificar las anomalías gravimétricas, aunque podría existir bajo la falla del borde sur un cuerpo de estas características y de pequeño volumen. El espesor del relleno paleógeno obtenido a partir de gravimetría tiene un máximo de unos 2.700 m en la cuenca del Duero y alrededor de 3.500 m en la del Tajo. El Neógeno, como en caso anteriores, se dispone en *onlap* sobre el Paleógeno y el basa-

mento alcanzando espesores máximos de 500-600 m. De nuevo, el techo del basamento en ambas cuencas muestra una flexión desde la zona central hacia los depocentros situados junto a las fallas inversas principales. Una falla inversa de menor salto aparece por delante de la falla del borde norte delimitando un bloque levantado.

La estructura en el interior del Sistema Central muestra características semejantes a los dos cortes anteriores. Por un lado, una falla inversa buzando al NO delimita un *pop-up* que constituye el macizo de Santa María de Nieva y el borde norte de la cuenca de Cantalejo, que en esta zona tiene una anchura de unos 20 Km (km. 95 a 115 aproximadamente) pero en la que se diferencia una zona con un espesor de sedimentos máximo de 500-600 m (km. 95 a 105) y otra en la que el basamento asciende y el relleno terciario es muy poco potente, de unos 100 m (km. 105 a 115). Por otro lado, de nuevo existe una superficie que define el límite entre el basamento pizarroso y el constituido por rocas metamórficas de grado medio-alto. Dicha superficie presenta, como en el corte 1-1', un buzamiento muy tendido hacia el SE y podría constituir un nivel donde las fallas inversas de buzamiento alto se enraícen. Estas fallas muestran un buzamiento predominante al SE definiendo bloques levantados hasta alcanzar las máximas alturas allí donde empiezan a predominar en superficie los materiales plutónicos (km. 140).

Estos materiales corresponden a diferentes elementos intrusivos que se han diferenciado en dos tonos de rojo distintos, aunque podrían estar constituidos por más unidades intrusivas. La zona de Siete Picos constituye la culminación del *pop-up* que da lugar a las máximas alturas, existiendo un estrecho *pop-down* a continuación, hacia el sur, que sería la continuación de la estructura del valle de Lozoya indicada en el corte anterior, seguida por otros bloques levantados y hundidos hasta alcanzar el borde con la cuenca del Tajo. En este corte, el extremo de la falla del borde sur del Sistema Central se encuentra muy próxima a la superficie, fosilizada por los materiales miocenos cuyo espesor en ese punto es muy pequeño.

7.3.1.4 Modelo 4-4'

El modelo 4-4' (figura 7.3) es el más occidental de los cuatro transversales a la dirección general de la cadena.

La curva de anomalía de Bouguer muestra también dos mínimos relativos correspondiendo a los depocentros de las cuencas, pero entre ellos aparece una zona constituida por máximos y mínimos relativos de menor longitud de onda sin que haya una tendencia general de la curva a aumentar o disminuir de valor desde el NO al SE.

Al igual que en los casos anteriores, el proceso de modelización comenzó mediante la inclusión de la geometría del Moho, que aquí vuelve a mostrar un descenso de unos 500 m bajo la parte central de la cadena.

También de manera similar a los modelos anteriores, los mínimos relativos se justifican mediante el contraste entre materiales de baja densidad, 2.15 y 2.40 gr/cm³, con materiales de densidad 2.78 gr/cm³. Los primeros corresponden al relleno de materiales terciarios de las cuencas y el último a un basamento de tipo pizarroso cuya presencia se justifica mediante el sondeo de La Seca. En ambos mínimos relativos, se obtiene un buen ajuste mediante espesores de sedimentos de unos 2.800 m. Sin embargo, mientras el fuerte gradiente del mínimo situado al NO precisa de un contraste de densidad con un cuerpo de 2.78 gr/cm³, el situado al SE, de menor magnitud, se justifica bien con el contraste respecto a un cuerpo de densidad 2.66 gr/cm³, valor que corresponde a las rocas plutónicas que afloran en dicha zona.

El fuerte gradiente que limita el mínimo relativo del extremo NO del modelo da paso hacia el SE a un máximo relativo causado por el afloramiento de materiales densos del macizo de Nieva. Hacia el SE, este máximo muestra un descenso hacia un mínimo relativo de mayor longitud de onda que él y que presenta un buen ajuste mediante un cuerpo de densidad 2.15 gr/cm³ que corresponde al relleno de materiales terciarios de la cuenca de Cantalejo. Aquí, el espesor de sedimentos está controlado por unos sondeos de agua, y el mínimo relativo muestra a su vez un máximo superpuesto coincidiendo con el afloramiento nuevamente de materiales densos, en este caso de 2.66 gr/cm³, que atestiguan el cambio en la naturaleza del basamento respecto al existente bajo la cuenca del Duero y que aparecía en el sondeo de La Seca. Este cambio de basamento presenta un buen ajuste en el modelo mediante una superficie de alto buzamiento que en profundidad se hace más tendida hasta alcanzar los 20° aproximadamente, y que superpondría materiales de densidad 2.66 gr/cm³ sobre otros de densidad 2.78 gr/cm³.

Los máximos y mínimos relativos del interior de la cadena que se observan hasta el borde sur de la misma pueden ajustarse mediante una serie de cuerpos, de densidades 2.64, 2.66 y 2.68 gr/cm³, que representan las variaciones de basamento observadas en superficie entre materiales de tipo neísico y distintos tipos de rocas plutónicas.

Este modelo tiene un grado de error total de un 1,65% y, como se observa en la figura, la mayor diferencia entre la anomalía observada y la calculada se produce en el extremo NO del modelo, seguramente debido al efecto de borde producido por el desconocimiento de la estructura de la cuenca del Duero más allá del sondeo de La Seca, y también existe un cierto desajuste en la zona del modelo correspondiente al gradiente del borde sur del Sistema Central. En este punto, con un espesor de sedimentos estimado a partir de los datos de los modelos precedentes, se hace necesario aumentar el espesor de los materiales de tipo plutónico que afloran en superficie a medida que nos aproximamos a la falla del borde sur, de manera que sean estos materiales, de densidad 2.66 gr/cm³, los que se superpongan a los materiales paleógenos de densidad 2.40 gr/cm³. Aún así, para disminuir el valor de la anomalía hasta el rango de valores observado, es preciso incluir en el basamento inmediatamente bajo el depocentro, una cuña de materiales de baja densidad de las mismas características que los antes mencionados (2.66 gr/cm³) y que habría quedado en el labio hundido de la falla.

Interpretación geológica

Los rasgos generales de este corte (figura 7.4) son semejantes a los descritos en los tres anteriores. El basamento bajo las cuencas terciarias está constituido por materiales densos de tipo pizarroso, y el Sistema Central se encuentra delimitado por dos importantes fallas inversas de alto buzamiento que cerca de la superficie pasan a ser algo más tendidas. Los espesores máximos de los materiales paleógenos se encuentran cerca de los bordes de la cadena, y alcanzan en esta zona valores de unos 2.800 m en ambas cuencas. Los materiales miocenos se disponen en *onlap* sobre ellos y el basamento con una potencia máxima de unos 500 metros. Como demuestra el sondeo de La Seca, las potencias del relleno sedimentario son menores en el centro de la cuenca, por lo que el basamento continúa presentando una geometría de flexión hacia los bordes de

las cuencas. Los mismos materiales descritos antes como componentes del basamento en el interior del Sistema Central, rocas de tipo ortoneis, materiales pizarrosos y rocas plutónicas, están presentes en este corte pero con proporciones distintas. Las rocas metamórficas de grado bajo están muy restringidas a la zona del macizo de Sta. María de Nieva (km. 70 corte 4-4') y rápidamente son remplazadas hacia el sur por los materiales plutónicos, que son las rocas que afloran en mayor proporción en esta zona occidental del Sistema Central. Sobre ellos, continúa desarrollada la cuenca de Cantalejo, con sus bordes limitados por fallas inversas de buzamiento importante. En esta zona, la cuenca se divide en dos pequeñas subcuencas con espesores de materiales terciarios de entre 200 y 300 m, separadas por un pequeño *pop-up* limitado por fallas inversas y que da lugar a que el basamento llegue a aflorar. Las profundidades del basamento en esta cuenca están controladas por datos procedentes de dos sondeos de agua.

Dentro de los materiales plutónicos existen distintos cuerpos intrusivos que en los cortes se han simplificado utilizando únicamente dos tonos de rojo diferentes. Hacia el borde sur del Sistema Central y en la zona de El Escorial existe un tramo importante en el que el basamento está constituido por ortoneises para ser remplazados de nuevo por rocas plutónicas hasta su borde con la cuenca del Tajó. Sin embargo, los datos gravimétricos parecen indicar que el espesor de estas rocas plutónicas no es muy grande, y las rocas metamórficas de grado medio-alto se extienden bajo las anteriores hasta la falla del borde sur del Sistema Central. Aunque el basamento bajo la Cuenca del Tajo debe estar constituido por pizarras, lo que está de acuerdo con los modelos gravimétricos y con el sondeo de El Pradillo (corte 2-2'), para conseguir un buen ajuste en el modelo gravimétrico es necesaria la inclusión de una pequeña cuña de materiales plutónicos de baja densidad en el bloque hundido de la falla del borde sur del Sistema Central (km. 140).

La estructura alpina, a pesar de que el basamento es mayoritariamente de carácter ígneo, sigue dominada por fallas inversas de alto ángulo que determinan los bloques levantados y hundidos. El macizo de Sta. María de Nieva (km. 70) constituiría un *pop-up* limitado por un ancho *pop-down* que define la cuenca de Cantalejo, la cual como hemos dicho presenta a su vez un pequeño *pop-up* en su interior. Un nuevo *pop-up* da lugar a las máximas alturas en la zona de El Espinar (km. 110) seguido de un bloque hundido hacia el sur y un nuevo *pop-up* en la zona de afloramiento de rocas metamórfi-

cas (km. 120, zona de El Escorial-pico de Abantos), para pasar hacia el sur a una zona de menor relieve y que enlaza directamente con la cuenca del Tajo.

7.3.1.5 Modelo 5-5'

El modelo 5-5' (figura 7.3), al contrario que los anteriores, es longitudinal a la dirección general del Sistema Central en el área de estudio, por lo que sus características son muy diferentes a las mostradas hasta el momento.

La curva de anomalía de Bouguer muestra una geometría sencilla, con valores de alrededor de -80 miligales en los extremos disminuyendo hacia el centro del modelo hasta aproximadamente los -60 miligales. Sobre esta geometría sencilla, existen sobreimpuestos una serie de mínimos y máximos relativos. El más importante de ellos es el máximo relativo situado cerca del extremo oriental, y que presenta un buen ajuste considerando con un cuerpo de densidad alta, 2.78 gr/cm^3 e importante espesor. El resto de máximos y mínimos relativos son de menor magnitud y se encuentran distribuidos a lo largo de la curva de anomalía.

Como en los casos anteriores, el proceso de modelización se ha iniciado introduciendo la geometría del Moho deducida en el capítulo anterior, que muestra una disminución de la profundidad del mismo de unos 500 metros hacia la zona central del modelo. Por lo tanto, esta depresión aparece tanto en los modelos transversales a la estructura alpina como en los longitudinales, hecho que ya se observaba en los mapas que reflejaban la geometría de esta discontinuidad obtenidos a partir del análisis espectral.

Este modelo sólo atraviesa una pequeña cuenca terciaria en el kilómetro 25 del perfil, la depresión de Campoazálvaro, por lo que la curva de anomalía se justifica mediante variaciones en la estructura del basamento, y refleja fundamentalmente la estructura hercínica previa más que la alpina actual. Así, se logra un buen grado de ajuste mediante cuerpos de baja densidad en su mitad occidental, de 2.66 gr/cm^3 , justificados por los materiales de tipo granítico que se observan en superficie. Estos cuerpos en la parte central del modelo pasan a ser de mayor densidad, 2.68 gr/cm^3 , como corresponde a los ortoneises que son las rocas predominantes en ese sector, y por último cuerpos de

mayor densidad, desde 2.72 hasta 2.78 gr/cm³ justificados por la presencia de materiales metamórficos densos en la parte oriental del Sistema Central. En el extremo más oriental, empiezan a aparecer algunos pequeños cuerpos de densidad 2.65 y 2.40 gr/cm³ que corresponden a los materiales sedimentarios de la Cordillera Ibérica.

Sobre estos tres grandes dominios de cuerpos de basamento se intercalan algunos cuerpos de menor tamaño que son los responsables de los máximos y mínimos relativos sobreimpuestos, como es el caso de dos cuerpos de baja densidad: uno de ellos aflora en superficie pero su extensión es muy reducida (km. 60 del perfil aproximadamente) y corresponde a la adamellita de la Granja cuya densidad es de 2.65 gr/cm³. El otro cuerpo, de mucha mayor extensión pero que no llega a aflorar en este corte, está constituido por los materiales plutónicos detectados también en los modelos anteriores (modelo 2-2') y en los que llegaban en alguna zona a aflorar, y cuya densidad es de 2.62 gr/cm³.

La geometría más compleja es la que se aprecia en el tercio oriental del modelo, donde se suceden varios cuerpos cuya densidad aumenta hacia el este y que, como se verá posteriormente, quedan justificados por la presencia de estructuras de tipo falla lístrica.

En cuanto a la estructura general de la corteza, presenta algunos rasgos interesantes. Por un lado, el límite basamento-corteza superior no presenta un abombamiento como en los modelos anteriores, si no que se muestra con una geometría bastante horizontal a lo largo de todo el modelo, y a una profundidad de unos 10 km. El hecho de que en esta sección longitudinal, paralelo a las principales estructuras alpinas, no se necesite este abombamiento para justificar la anomalía observada indicaría que su carácter es alpino. Por otro lado, la curva de anomalía presenta exactamente el mismo valor en ambos extremos del modelo. Sin embargo, la zona oriental está constituida por cuerpos mucho menos densos que los del extremo oriental (2.66 gr/cm³ por 2.78 gr/cm³ respectivamente). Esto daría lugar a un valor de anomalía de Bouguer mucho más bajo en la zona occidental que en la oriental, hecho que no se observa, lo que indica que debe haber una variación en profundidad de la densidad de los materiales de la corteza.

Para obtener un buen grado de ajuste en el modelo y conseguir que la anomalía de Bouguer muestre un ascenso hacia un máximo relativo en su extremo oriental, se hace necesario aumentar la densidad de la corteza superior hasta el mismo valor de la corteza media, 2.85 gr/cm^3 . Esto significa un cambio lateral en la estructura de la corteza en la zona de Gredos, o bien se puede interpretar como el ascenso de la corteza media bajo esta misma zona.

El grado de error total de este modelo es de un 1,77 %, produciéndose la máxima diferencia entre anomalía observada y calculada en su extremo oriental. Esto puede ser debido al efecto de borde producido por la estructura de la Cordillera Ibérica que no se ha tenido en cuenta en el extremo oriental de este perfil ya que constituye otro problema geológico y geofísico que escapa a los objetivos de esta Tesis. A partir de esta falla hacia el este, se ha considerado un basamento algo menos denso, de 2.72 gr/cm^3 , para justificar el descenso en el valor de la anomalía de Bouguer.

Interpretación geológica

Como ya se ha dicho, debido a su orientación, paralelo a las principales estructuras alpinas del área, este corte refleja fundamentalmente la estructura hercínica a nivel regional del Sistema Central (figura 7.4). De esta manera, se observa claramente la presencia de tres zonas de naturaleza distinta en el basamento que, de oeste a este, estarían constituidas por una zona predominantemente de carácter plutónico, hasta el km. 50 aproximadamente, otra zona central en la que las rocas metamórficas de grado medio-alto son las predominantes existiendo cuerpos plutónicos de menor tamaño, hasta la zona de cizalla de Berzosa (Km 115 aproximadamente). Estas dos áreas constituyen el dominio Guadarrama. La última zona se extendería desde la zona de cizalla hasta la falla de Somolinos, donde el basamento lo constituyen materiales densos constituidos por pizarras, cuarcitas y metasedimentos, constituyentes todos ellos del dominio del Guadarrama oriental. Este cambio en la naturaleza del basamento desde plutónico a neísico y finalmente metamórfico de grado bajo es unas de las características del Sistema Central y ha sido utilizado para su subdivisión en dominios, como ya se explicó en el apartado de geología.

La estructura alpina que se observa es bastante sencilla, ya que debido a la orientación del corte únicamente se cortan las fallas que actúan como desgarres o fallas inversas con una dirección muy oblicua. En la zona occidental, se observa la localización de la falla del Herradón-Casillas, que tiene una dirección N-S y es uno de los accidentes fundamentales del enlace entre la Sierra de Guadarrama y la de Gredos. Hacia el este, dos fallas inversas de alto ángulo constituyen los bordes de la cuenca de Campoazálvaro, una pequeña depresión terciaria del interior del Sistema Central cuyo espesor máximo de sedimentos, a partir de los datos de gravimetría, debe ser de unos 200 m. Más hacia el este, hacia el Km 50, hay un cambio neto en el carácter del basamento pasando a estar fundamentalmente constituido por ortoneises con algunas intercalaciones de leuconeises, paraneises y rocas de silicatos cálcicos. En esta zona solo aflora un pequeño cuerpo plutónico en la zona de Balsaín (Km 65 aprox.) aunque los valores de anomalía de Bouguer indican la presencia de un cuerpo de baja densidad, presumiblemente un cuerpo plutónico, que no llegaría a aflorar pero que se extiende entre los kilómetros 70 y 95 aproximadamente. Este cuerpo es el mismo descrito en el corte 2-2' donde sí llegaba a aflorar en alguna zona entre los materiales neísicos.

En el Km 95 aproximadamente se encuentra una estructura importante, la falla de Robregordo. Esta falla ha sido definida como un accidente frágil-dúctil de orientación NE-SO posterior a la tercera fase de deformación hercínica y de carácter semejante a la zona de cizalla de Berzosa (Del Olmo *et. al.*, 1991b). Según estos autores, separa dos sectores con características tectonoestratigráficas y de grado metamórfico ligeramente distinto. Desde un punto de vista litológico, puede verse cómo el bloque oriental de la falla está compuesto predominantemente por metasedimentos con macizos de ortoneises circunscritos, mientras que el bloque occidental lo forman en su gran mayoría ortoneises. A partir de los datos de gravimetría, esta estructura parece tener una geometría lítrica de manera que en profundidad se uniría al otro gran accidente mencionado antes, la zona de cizalla de Berzosa. Sus características ya fueron citadas en el apartado de geología, y aquí se mencionará que en detalle está constituida por dos detachments, el de Montejo y el del Cervunal, con una banda entre ellos de micaesquistos en los que las estructuras S-C se encuentran muy desarrolladas.

Se trata de un gran accidente extensional que separa la zona de rocas metamórficas de grado medio-alto citadas antes de las rocas de grado bajo, constituidas por las

potentes sucesiones de pizarras y cuarcitas ordovícicas que constituyen el antiformal de El Cardoso y el sinclinal de Majaelrayo. A partir de los datos de gravimetría, la estructura deducida para la zona de cizalla de Berzosa es la de una falla de geometría lítrica que se uniría la falla de Robregordo antes citada, para a continuación unirse los dos detachments antes mencionados, y ya como una única falla perder rápidamente buzamiento poniéndose subhorizontal a una profundidad de unos 10 Km, en el límite inferior de la corteza superior.

En el bloque oriental de la falla parece ajustar bien con los datos geofísicos una estructura en *rollover* para la corteza superior, heredada del movimiento extensional de esta falla. El borde oriental del sinclinal de Majaelrayo se encuentra afectado por una falla inversa, la falla de Grado del Pico (Km 135 aprox.), que superpone los materiales del basamento sobre la cobertera constituida en este sector por una delgada sucesión de materiales del Triásico, seguida de las arenas en facies Utrillas y materiales carbonáticos del Cretácico superior, sobre los que se disponen los sedimentos paleógenos. En el límite oriental del corte aparece la falla de Somolinos, que corresponde a un desgarre de carácter dextroso constituyendo el límite con la Cordillera Ibérica.

CAPÍTULO 8

ISOSTASIA

8. ISOSTASIA

La relación entre topografía, considerando ésta como una carga superficial, y las heterogeneidades de densidad de la corteza en profundidad, referidas a engrosamientos o adelgazamientos de la corteza o a cambios laterales de la misma, constituye la base de los estudios isostáticos.

En las últimas décadas, se ha hecho especial hincapié en la inclusión en los cálculos isostáticos de la influencia de la capacidad de respuesta elástica de la litosfera. Esta respuesta depende del comportamiento mecánico de la litosfera, comportamiento que varía de unas unidades tectónicas a otras. Este es el enfoque que se va a adoptar en este capítulo, analizando la respuesta elástica de la litosfera de la zona central de la Península Ibérica.

8.1. MODELOS ISOSTÁTICOS FLEXURALES

La **isostasia** es el proceso mediante el cual la elevación de la superficie terrestre varía en respuesta a cambios de densidad en profundidad y/o a cargas superficiales, con el fin de homogeneizar la presión en un área considerada (Dorman y Lewis, 1970).

El concepto de isostasia fue introducido por Pratt (1855) y Airy (1855) los cuales propusieron dos diferentes mecanismos, ya clásicos, de compensación en profundidad. Para Pratt, la compensación sucedía directamente bajo la topografía mediante cambios laterales de densidad manteniéndose fija la profundidad de la superficie compensación, mientras que para Airy tenía lugar mediante engrosamiento cortical con densidad constante (fig. 8.1). Ambos tipos de modelos se han ido modificando y mejorando con el tiempo pero manteniendo su concepción básica. Así, puede hablarse actualmente del modelo de Pratt-Hayford (Hayford y Bowie, 1912) y del modelo de Airy-Heiskanen (Heiskanen y Vening Meinesz, 1958). En realidad, en la tierra se producen ambos tipos de mecanismos, pero en general el modelo de Airy-Heiskanen es el que mejor se ajusta tanto a casos de corteza oceánica como continental.

Un segundo tipo de modelos de compensación isostática son **los modelos flexu-**

rales, en los que las cargas son parcialmente soportadas por esfuerzos elásticos dentro de la placa litosférica que se superpone a la astenosfera fluida (Barrel, 1914; Gunn, 1943). En este modelo, es por tanto importante el concepto de **rigidez flexural** o su equivalente **el espesor elástico efectivo**. El espesor elástico efectivo se define como “el espesor de corteza que se comporta de manera elástica y que soporta parte o toda la carga topográfica” (Burov y Diament, 1995). Cuanto mayor sea el espesor elástico efectivo, mayor será la carga topográfica soportada por la litosfera sin que ésta sufra deflexión. El modelo de Airy representaría un caso especial en el que la rigidez flexural es cero.

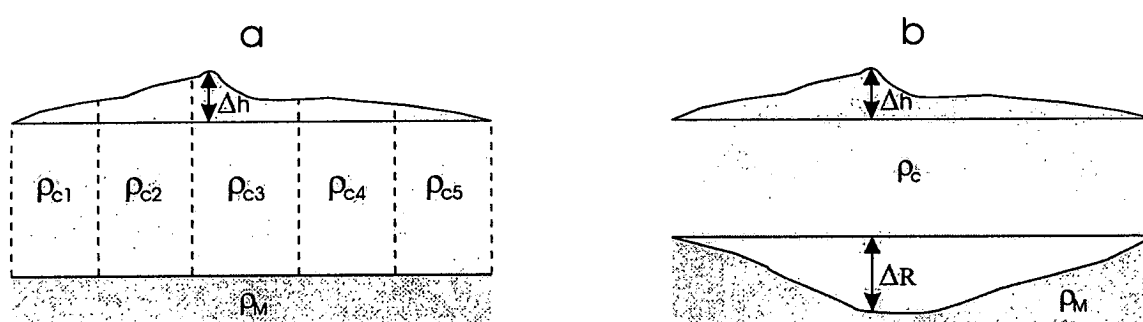


Figura 8.1. Modelo de compensación isostática de a) Pratt y b) Airy. En el modelo de Pratt, la topografía h se compensa mediante una densidad que varía lateralmente ($\rho_{c1}, \rho_{c2}, \rho_{c3}$), mientras que en el de Airy la densidad se mantiene constante, ρ_c , y la compensación se alcanza mediante el desarrollo de raíces, R . La densidad del manto es ρ_m .

Una forma de calcular el espesor elástico efectivo es analizar la relación entre la topografía y las anomalías gravimétricas creadas por las masas subsuperficiales que compensan dicha topografía. Esta relación se determina mediante técnicas de función de transferencia lineal, y existen diferentes métodos propuestos para su cálculo tanto en el dominio de frecuencias como en el espacial (Dorman y Lewis, 1970; Lewis y Dorman, 1970; McKenzie y Bowie, 1976).

En un modelo flexural, en el estado inicial la litosfera tiene una densidad homogénea lateralmente y se deforma por la aplicación de cargas. Una vez aplicada una carga, por ejemplo la topografía, la litosfera se deforma para compensarla. La compensación crea heterogeneidades en la densidad de la litosfera que quedan reflejadas en las

anomalías gravimétricas. A la relación entre topografía y anomalías gravimétricas se denomina **admitancia**.

Existen numerosos procesos que pueden dar lugar a cambios de densidad o engrosamiento o adelgazamiento y, por lo tanto, a cargas que pueden estar situadas en la superficie de la placa, en su interior o en su base. Algunos de estos procesos son el calentamiento o enfriamiento de la litosfera, intrusiones de material volcánico, apilamiento de láminas cabalgantes... En zonas con una historia tectónica compleja, puede ser difícil asignar la carga compensadora situada en el interior de la placa. Por otra parte, esta asignación es fundamental en el cálculo del espesor elástico efectivo y diferentes posiciones de la carga requieren tratamientos matemáticos distintos.

En primer lugar se expondrá el caso más sencillo, en el que la rigidez flexural es cero, para luego desarrollar los casos en los que la carga esté situada en el techo, en profundidad o en ambos.

8.2. CÁLCULO DEL ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO

8.2.1. MODELO CON RIGIDEZ FLEXURAL IGUAL A CERO

En el caso más sencillo, suponiendo una rigidez flexural de cero (modelo de Airy), una topografía Δh sería compensada por una raíz cortical ΔR según la siguiente relación (fig. 8.1b):

$$\rho_c g \Delta h = g(\rho_M - \rho_C) \Delta R \quad (1)$$

donde: ρ_C es la densidad de la corteza

ρ_M es la densidad del manto

g es la aceleración de la gravedad

En un modelo flexural más realista, es decir, teniendo en cuenta la rigidez flexural de la litosfera, la anterior expresión debe expandirse a:

$$\rho_c g \Delta h = g(\rho_M - \rho_C) \Delta R^* + D \nabla^4 (\Delta R^*) \quad (2)$$

donde: ΔR^* es la deflexión hacia abajo de la litosfera elástica

∇ es un operador diferencial

D es la rigidez flexural, que viene dada por

$$D = EH^3/12(1 - \sigma^2) \quad (3)$$

siendo E el módulo de Young

σ la relación de Poisson

H el espesor de la placa

De acuerdo con Turcotte y Schubert (1982), una topografía h puede expresarse de forma periódica en el dominio del espacio como:

$$h = h_0 \sin 2\pi \frac{x}{\lambda} \quad (4)$$

La carga correspondiente a esa topografía vendrá dada por:

$$q_0(x) = \rho_c g h_0 \sin 2\pi \frac{x}{\lambda} \quad (5)$$

Teniendo en cuenta la rigidez flexural de la corteza, la deflección producida por la carga puede calcularse mediante:

$$D \frac{d^4 \Delta R}{d^4 x} + (\rho_M - \rho_C) g \Delta R = \rho_C g h_0 \sin 2\pi \frac{x}{\lambda} \quad (6)$$

Puesto que la topografía es periódica, también lo será la raíz compensadora generada en la base de la corteza, que vendrá expresada por:

$$\Delta R = \Delta R_0 \sin 2\pi \frac{x}{\lambda} \quad (7)$$

Sustituyendo la ecuación 7 en la ecuación 6 podemos determinar la amplitud de la deflección en la litosfera:

$$\Delta R_0 = \frac{h_0}{\frac{\rho_M}{\rho_C} - 1 + \frac{D}{\rho_C g} \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4} \quad (8)$$

De esta relación se deduce que si la longitud de onda de la topografía es pequeña,

$$\lambda \ll 2\pi \left(\frac{D}{\rho_c g} \right)^{1/4} \quad (9)$$

con lo que el denominador de la ecuación 8 es mucho mayor que la unidad y por lo tanto

$$\Delta R_0 \ll h_0 \quad (10)$$

lo que quiere decir que en función de la rigidez flexural de la corteza, topografías con longitudes de onda corta no deformarán la litosfera y por lo tanto no estarán compensadas isostáticamente (en el sentido de Airy) ya que su carga es soportada por la parte elástica de la corteza. Sin embargo, si la longitud de onda de la topografía es suficientemente grande,

$$\lambda \gg 2\pi \left(\frac{D}{\rho_c g} \right)^{1/4} \quad (11)$$

la amplitud de la raíz vendrá definida por

$$\Delta R = \frac{\rho_c h_0}{(\rho_M - \rho_c)} \quad (12)$$

lo que quiere decir que para topografías con longitud de onda suficientemente grandes, la litosfera no tiene rigidez y la topografía está totalmente compensada en profundidad.

Sin embargo, como se ha mencionado anteriormente, para estudiar la relación entre topografía y masas compensadoras debe discriminarse la posición de las cargas aplicadas (Forsyth, 1985).

8.2.2 CARGA EN EL TECHO

Si la carga aplicada a la placa se encuentra en el techo de la misma, como es el caso de la topografía generada durante un proceso orogénico, la **función respuesta isostática** o **admitancia** $Q(k)$ está relacionada con la transformada de Fourier de la topografía, $H(k)$, y la transformada de Fourier de la anomalía de Bouguer, $B(k)$, mediante la siguiente expresión (Dorman y Lewis, 1970):

$$B(k) = Q(k) \cdot H(k) \quad (13)$$

donde k es el número de onda bidimensional, $k=2\pi/\lambda$, y λ es la longitud de onda.

Entonces, la función respuesta isostática para un modelo de placa elástica delgada que tiene carga en el techo debido a una topografía de densidad ρ_0 vendrá definida por:

$$Q(k) = -2\pi\rho_0 G \exp(-kz_c)/\xi \quad (14)$$

siendo: $\xi = 1 + D k^4 / \Delta\rho g$

G es la constante de gravitación universal

$\Delta\rho$ es el contraste de densidad corteza-manto

z_c es la profundidad a la que se encuentra el contraste de densidad

Si la elevación topográfica final es H_T , la amplitud de la deflexión en el Moho será:

$$W_T(k) = -\rho_0 H_T(k) / \Delta\rho \cdot \xi \quad (15)$$

Para producir ese resultado, la carga inicial debe haber sido:

$$\rho_0 g (H_T - W_T) \quad (16)$$

A partir de la expresión 14, puede deducirse que $Q(k)$ para todos los modelos isostáticos debe aproximarse a cero para longitudes de onda corta, ya que $Q(k)$ disminuye exponencialmente con k debido al término $\exp(-k z_c)$. Además, cuanto mayor es el valor de D , el valor de $Q(k)$ disminuye a cero para longitudes de onda grandes, ya que a mayor resistencia de la placa mayor es la carga topográfica que puede soportar sin generar raíces.

8.2.3. CARGA EN PROFUNDIDAD

Si consideramos la carga debida a un relieve en la discontinuidad corteza-manto, la admitancia vendrá entonces definida por:

$$Q'(k) = -2\pi\rho_0 G \exp(-kz_m)\phi \quad (17)$$

siendo: z_m la profundidad a la que se encuentra el Moho

$$\phi = 1 + Dk^4 / \rho_0 g$$

En este caso, la carga debida al relieve en el Moho dará lugar a una elevación en superficie de amplitud H_B , de manera que la relación con la amplitud final del relieve en el Moho, W_B será:

$$W_B(k) = -\rho_0 H_B(k) \phi / \Delta \rho \quad (18)$$

siendo la carga inicial aplicada de:

$$\Delta \rho g (W_B - H_B) \quad (19)$$

En el caso especial del modelo de Airy, el valor de la rigidez flexural, D , es igual a cero, por lo que la admitancia expresada por las ecuaciones 14 y 17 serían iguales.

8.2.4. COMBINANDO CARGA SUPERFICIAL Y EN PROFUNDIDAD

Determinados procesos tectónicos, como es el caso de una flexura cortical, pueden producir tanto relieve topográfico como relieve en el Moho, y además ambos procesos pueden ser estadísticamente independientes, es decir, que presenten diferencias de fase. En este caso, para llegar al equilibrio isostático hay que tener en cuenta la combinación de los dos procesos, actuando simultáneamente. La admitancia esperada para esta situación vendrá definida por:

$$\hat{Q} = -2\pi\rho_0 G \exp(-kz_m) \frac{\{\phi H_B^2 + H_T^2 / \xi\}}{\{H_B^2 + H_T^2\}} \quad (20)$$

Si denominamos f a la relación entre el peso aplicado en el Moho y el peso de la carga aplicada en superficie, entonces la relación entre la amplitud en superficie y en el Moho vendrá definida por:

$$H_B = f \rho_0 H_T / \xi \Delta \rho \quad (21)$$

En el caso de cargas de similar magnitud, ($f=1$), $H_B < H_T$ en el caso de placas resistentes, siendo la deflexión en el Moho menor que el relieve topográfico, mientras que si la placa es débil, $H_B > H_T$ y la función respuesta para la carga desde abajo es entonces semejante a la correspondiente a la carga en superficie.

Puede darse el caso de que modelos diferentes, con carga superficial o en pro-

fundidad por ejemplo, nos produzcan una misma función respuesta isostática en función de los parámetros mecánicos de la placa que escojamos, como la rigidez flexural o la relación de cargas, por lo tanto debemos ser capaces de poder distinguir entre unos modelos y otros, para lo cual es necesario calcular la coherencia.

8.3. CÁLCULO DE LA COHERENCIA

La **coherencia** (γ^2) es la relación entre el relieve en la superficie y el relieve en el Moho, de manera que si los dos procesos son totalmente independientes su valor será cero, mientras que si hay una perfecta correlación entre ambos su valor será uno. Por ejemplo, si una placa tiene una rigidez infinita, cualquier carga en la base de la corteza no producirá ningún efecto en superficie, mientras que cualquier carga topográfica no producirá tampoco ningún efecto en el Moho, por lo que la coherencia en este caso cabría esperar que fuera cero. Por el contrario, para una placa con rigidez cero (modelo de Airy), cualquier carga en superficie producirá una deflexión del Moho y viceversa, por lo que en este caso la coherencia deberá tener un valor de 1. En un caso real de una placa litosférica con un determinado espesor elástico efectivo, el valor de la coherencia observado variará entre 1 para longitudes de onda muy grandes y cero para las longitudes de onda cortas. La longitud de onda a la que se produce la transición nos indicará el valor real del espesor elástico efectivo (fig. 8.2). Por lo tanto, si calculamos la coherencia predicha por los diferentes modelos que nos proporcionan una misma admitancia observada, podemos distinguir entre los modelos escogiendo aquel cuya coherencia teórica se ajuste mejor a la observada.

Para determinar la coherencia predicha por un modelo, debemos conocer los siguientes parámetros:

- densidad de la corteza
- densidad del manto
- rigidez flexural
- profundidad del Moho

Para conocer el relieve del Moho, primero debemos obtener la anomalía gravimétrica producida por dicha interfase mediante alguno de los métodos comúnmente empleados, como son las prolongaciones analíticas, ajuste polinómico o el análisis es-

pectral, o en el caso de tener datos sísmicos, la anomalía calculada a partir de la topografía del Moho. En el capítulo sobre el análisis espectral se ha explicado la manera de encontrar la profundidad media del Moho así como obtener su anomalía de Bouguer mediante el diseño de filtros, y su transformación a un modelo de profundidades utilizando el método propuesto por Parker (1972).

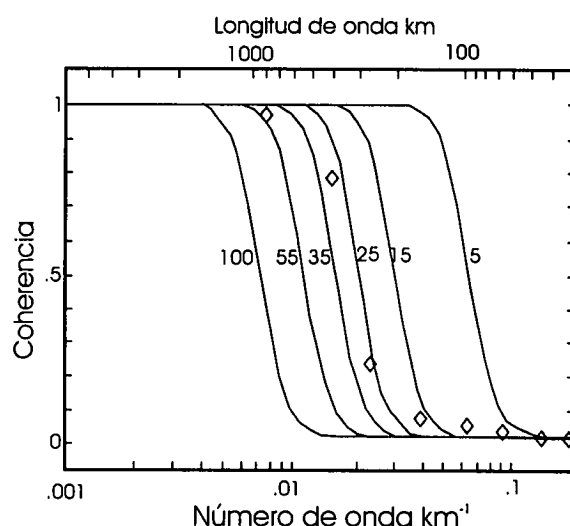


Figura 8.2. Coherencia observada (rombos) y teórica para diferentes valores de espesor elástico efectivo (entre 5 y 100 km.) correspondiente a un modelo de corteza del este de África. Según Banks y Swain (1978).

Supongamos el caso de una placa con carga tanto en superficie como en el Moho (fig. 8.3). Una topografía inicial, H_i , dará lugar al alcanzarse el equilibrio isostático a un relieve en el Moho (W_T) y evolucionará hasta una topografía final H_T . Por su parte, un relieve inicial en el Moho (W_i) dará lugar tras el equilibrio a una topografía H_B y a un relieve final en el Moho W_B . La combinación de ambos procesos dará como resultado una topografía final H y un relieve final en el Moho W que muestran las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} H &= H_T + H_B \\ W &= W_T + W_B \end{aligned} \quad (22)$$

mientras que las amplitudes iniciales serán

$$\begin{aligned} H_I &= H_T - W_T \\ W_I &= W_B - H_B \end{aligned} \quad (23)$$

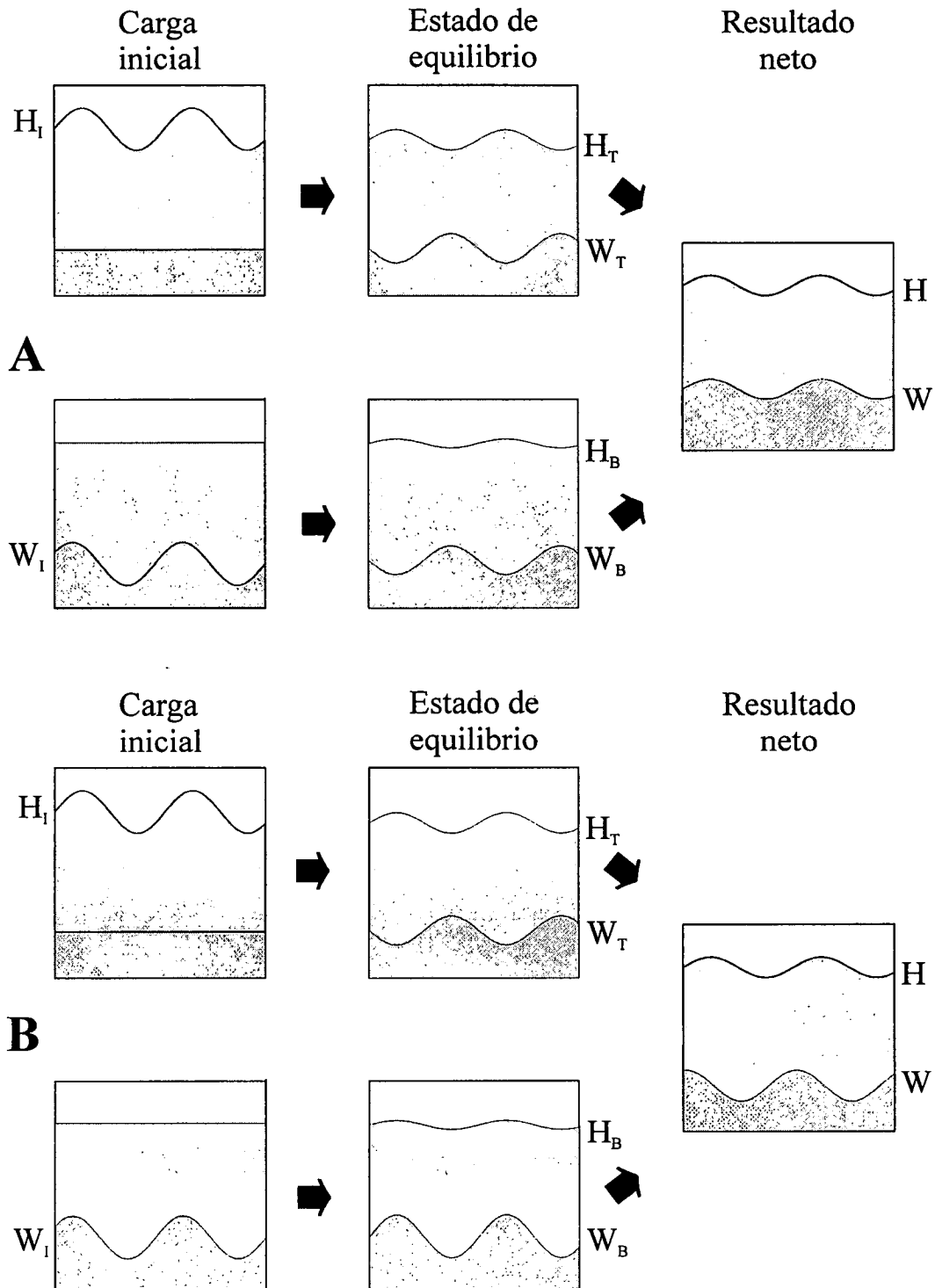


Figura 8.3. Respuesta de una placa elástica a una combinación de carga superficial y desde abajo. En a), la topografía H_I y el relieve en el Moho, W_I , están en fase, mientras que en b) las amplitudes son las mismas que en el caso anterior pero las fases son aleatorias, por lo que la admitancia observada es diferente (Forsyth, 1985).

Combinando estas expresiones con las ecuaciones 15 y 18, obtenemos el sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} H_I \left\{ \frac{\Delta \rho \xi}{\rho_0 + \Delta \rho \xi} \right\} - W_I \left\{ \frac{\Delta \rho}{\Delta \rho + \rho_0 \phi} \right\} &= H \\ -H_I \left\{ \frac{\rho_0}{\rho_0 + \Delta \rho \xi} \right\} + W_I \left\{ \frac{\rho_0 \phi}{\Delta \rho + \rho_0 \phi} \right\} &= W \end{aligned} \quad (24)$$

Con los valores conocidos de topografía, relieve del Moho y rigidez flexural de la corteza, podemos resolver el sistema para obtener las cargas aplicadas, que vendrán definidas por:

$$\begin{aligned} H_I &= \left(H + W \frac{\Delta \rho}{\rho_0 \phi} \right) \left(\frac{\rho_0 + \Delta \rho \xi}{\Delta \rho} \right) \left(\frac{\phi}{\phi \xi - 1} \right) \\ W_I &= \left(W + H \frac{\rho_0}{\Delta \rho \xi} \right) \left(\frac{\Delta \rho + \rho_0 \phi}{\rho_0} \right) \left(\frac{\xi}{\phi \xi - 1} \right) \end{aligned} \quad (25)$$

y que nos permitirán calcular los valores de H_T , H_B , W_T y W_B .

Puede determinarse entonces la coherencia esperada entre la topografía y la anomalía de Bouguer. La coherencia se define como (Forsyth, 1985)

$$\gamma^2 = \frac{C^2}{E_0 E_1} \quad (26)$$

siendo: C^2 el cuadrado del espectro cruzado entre topografía y anomalía de Bouguer

E_0 el espectro de potencia de la topografía

E_1 el espectro de potencia de la anomalía de Bouguer

A partir de los datos obtenidos anteriormente, la coherencia estimada puede calcularse también mediante la siguiente expresión:

$$\gamma^2 = \frac{\langle H_T W_T + H_B W_B \rangle^2}{\langle H_T^2 + H_B^2 \rangle \langle W_T^2 + W_B^2 \rangle} \quad (27)$$

De esta forma, la comparación entre la coherencia predicha por los diferentes modelos y espesores elásticos efectivos respecto a la coherencia observada, nos permiti-

rá discriminar la función respuesta isostática correcta y el valor de espesor elástico efectivo de la placa estudiada. Las anteriores expresiones fueron desarrolladas por Forsyth (1985) y él fue el primero en aplicar el método estadístico de la coherencia para cálculos isostáticos. Estas técnicas han sido satisfactoriamente empleadas para el estudio de la zona del Rift Valley de Kenya (Banks y Swain, 1978) así como para el caso de Estados Unidos (Lewis y Dorman, 1970; Banks *et al.*, 1977; Bechtel *et al.*, 1987), Australia (Zuber *et al.*, 1989) y Asia (McNutt *et al.*, 1988).

8.4. CÁLCULO DEL ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO DE LA LITOSFERA EN LA ZONA DE ESTUDIO

Para aplicar y calcular los conceptos que acaban de describirse, especialmente los parámetros de admitancia, coherencia y espesor elástico efectivo (EET), son necesarios unos datos de partida que consisten en: un mapa topográfico de la zona estudiada, un mapa de anomalía de Aire Libre, un mapa de anomalía de Bouguer observada, información acerca de la geometría del Moho y datos sobre la distribución de densidades en la corteza.

En capítulos anteriores se ha explicado y mostrado tanto el mapa de anomalías de Bouguer de la zona como la geometría del Moho obtenida por distintos métodos, pero especialmente a partir del análisis espectral, y los valores de densidades de la zona de estudio, obtenidos tanto mediante muestras *in situ* como a partir de los datos de velocidad de las ondas sísmicas. Así pues, no se insistirá aquí sobre las fuentes y valores de estos datos.

En cuanto a la topografía de la zona de estudio, se dispone de un mapa detallado de la misma obtenido mediante la digitalización de mapas topográficos a escala 1:50.000 de la serie L del Servicio Cartográfico del Ejército. Dichos datos fueron digitalizados con el fin de obtener un Modelo Digital de Elevaciones que se ha empleado en la corrección topográfica lejana de las estaciones gravimétricas, y ha sido también utilizado para análisis del relieve en el mismo área (Sánchez Serrano, 2000). No obstante, dicho modelo de elevaciones presenta dos problemas, consistentes en un excesivo detalle para el tipo de análisis a realizar en los cálculos isostáticos, y una extensión algo más reducida que la usual en este tipo de estudios.

En efecto, el Modelo Digital de Elevaciones empleado en la corrección topográfica muestra una resolución de 250 metros, lo que supone un grado de detalle que a nivel de estudios isostáticos regionales, como el que se pretende llevar a cabo aquí, no hace más que aumentar el tiempo de computación en el cálculo de los distintos parámetros, así como introducir un nivel de ruido en las altas frecuencias que puede dificultar el análisis y la interpretación de los resultados. Además, aunque dicho Modelo Digital abarca una amplia zona, no llega a cubrir una superficie cuadrada mayor de 300 kilómetros de lado como la que se pretende estudiar.

Por ello, se tomó como ideal un Modelo Digital de Elevaciones cuya resolución espacial fuera de 1 kilómetro, lo que suponía ya una disminución del ruido en el análisis espectral, y que tuviera una extensión superficial suficientemente amplia como para abarcar el Sistema Central y parte de las áreas adyacentes, de manera que se mantuvieran las características de la zona sin que hubiera mezcla de diferentes provincias tectónicas, pero cuya longitud de onda cubriera ampliamente a la del Sistema Central. Por todo ello, se optó por emplear la base topográfica GTOPO30, cuyos datos están disponibles en Internet para su libre utilización, y que se caracteriza por presentar un espaciado de datos próximo a 1 Km en el interior de los continentes. Estos datos han sido utilizados en otros estudios del mismo estilo, como en el de D'Agostino y McKenzie (1999) entre otros. A partir de ellos, se elaboró el mapa topográfico que se muestra en la figura 8.4 y que cubre un área cuadrada de 315 Km de lado. Dicho mapa abarca la totalidad de las sierras de Somosierra, Guadarrama y Gredos, que constituyen gran parte del Sistema Central. Asimismo, abarca parte de la zona occidental de la Cordillera Ibérica y de las cuencas del Duero y Tajo.

8.4.1 CÁLCULO DE LA ADMITANCIA Y EL EEE

En primer lugar, se procederá a la determinación de la función respuesta isostática o admitancia a partir de los mapas topográfico y de anomalías de Bouguer de la zona de estudio. El análisis de dicha función y su comparación con las funciones teóricas para distintos valores de EET, permitirá obtener una aproximación a dicho parámetro mecánico.

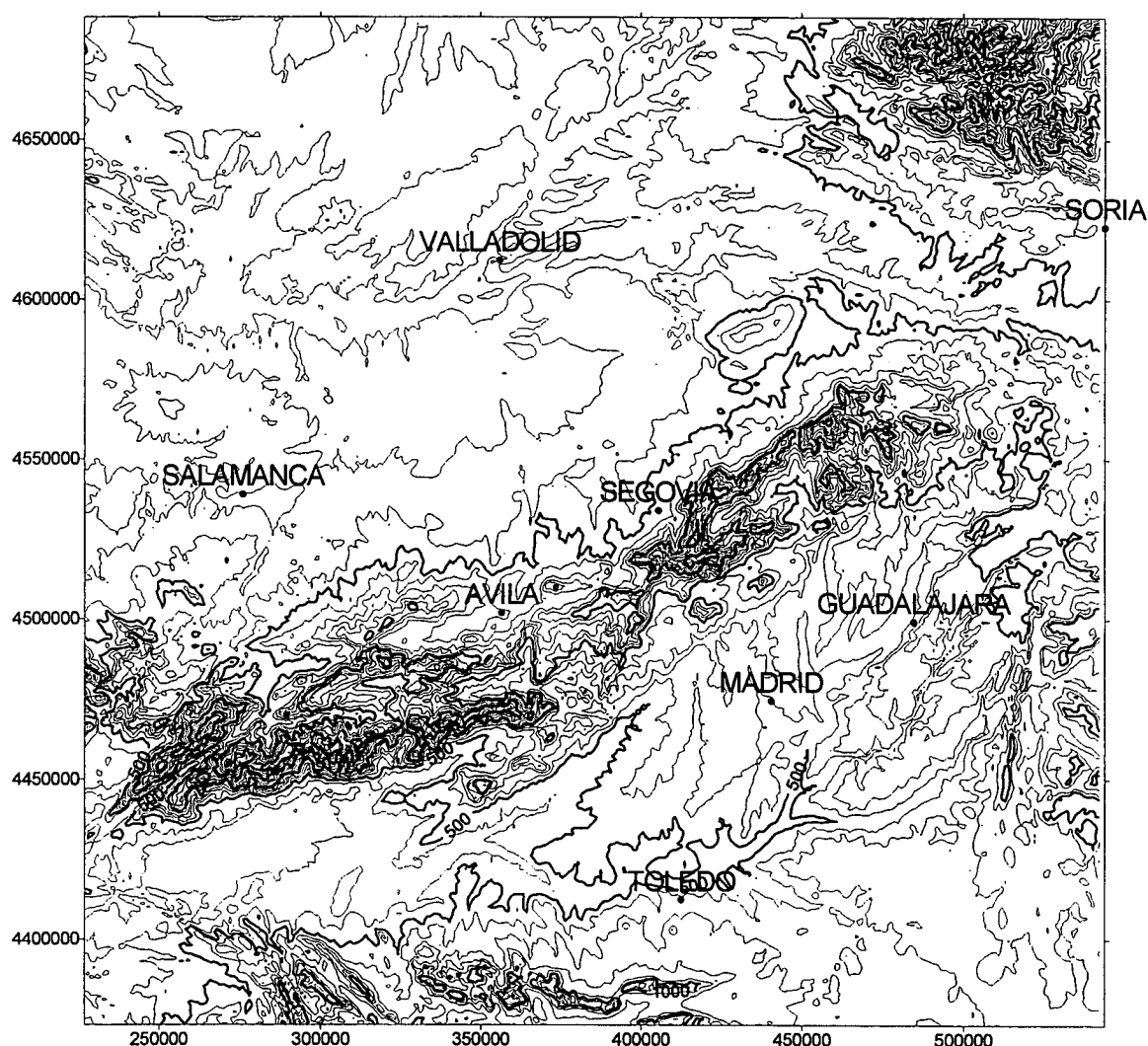


Figura 8.4. Mapa topográfico de la zona Centro Peninsular obtenido a partir de la base de datos GTOPO30. La resolución espacial es de 1 Km, las dimensiones son de 315x315 Km. Coordenadas UTM en metros, huso 30. Intervalo de curvas de nivel 100 metros.

Como se ha comentado en el apartado de metodología de este mismo capítulo, la admitancia es la relación entre la anomalía de Bouguer de una región y la topografía. Dicha relación se calcula a partir de la transformada de Fourier de dichas magnitudes, es decir, a partir de su representación en el dominio de la frecuencia, y no en el dominio del espacio.

Puesto que tanto topografía como anomalía de Bouguer son magnitudes bidimensionales cuando se trata de mapas, como es el caso que nos ocupa, una vez obtenida su transformada de Fourier es necesario calcular su espectro radial, al igual que se hizo en el caso del análisis espectral para la obtención de profundidades. Una vez realizado

dicho espectro radial, la función admitancia para nuestra zona de estudio es la que se muestra en la figura 8.5.

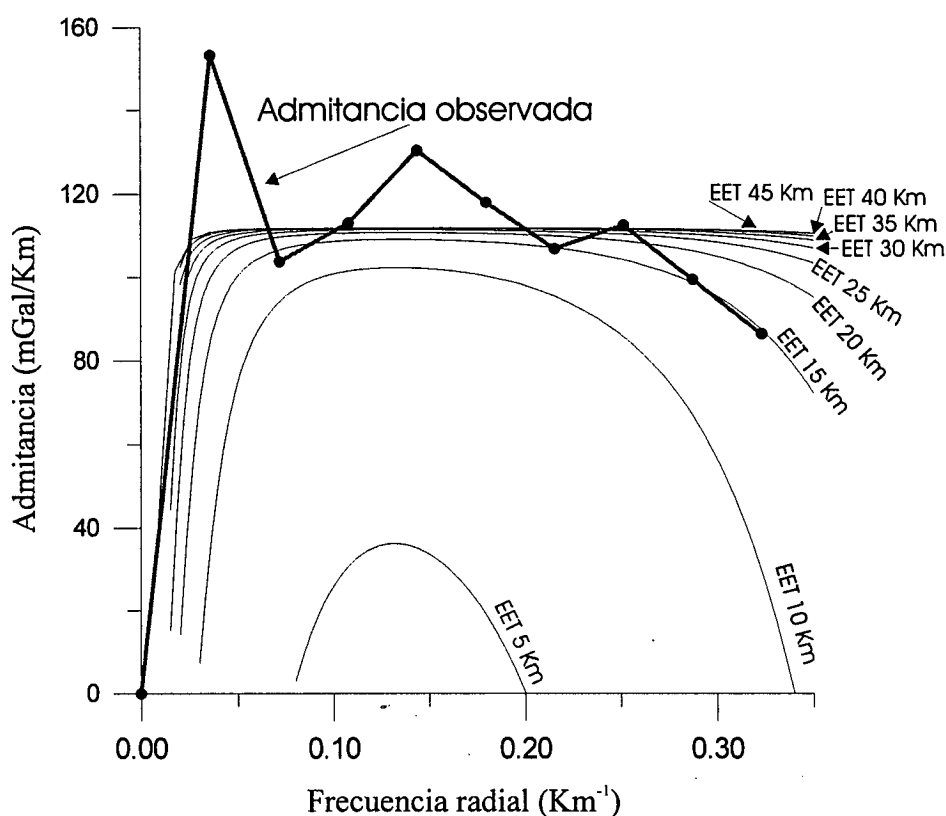


Figura 8.5. Gráfica donde se representa la curva de admitancia observada para la zona del Centro Peninsular frente a las diferentes curvas teóricas de admitancia, calculadas en función de valores de EET que oscilan entre los 5 y los 45 Km.

Puesto que se trata de una relación entre anomalía de Bouguer y topografía, el valor de la función es de mGal/Km, que es la magnitud expresada en el eje de ordenadas, mientras que los valores se representan en función de la frecuencia radial de cada uno de los armónicos obtenidos a partir del análisis espectral, representados en el eje de abscisas. La función muestra un rápido ascenso hacia un valor próximo a 150 mGal/Km para las frecuencias más bajas (mayores longitudes de onda), mostrando a partir de ahí un valor en ligero descenso que oscila entre 80 y 130 mGal/Km a medida que las frecuencias son mayores.

La forma y los valores de dicha función son semejantes a los obtenidos por diversos autores en otras áreas (Dañobeitia, Canales y Dehghani, 1994; Tiwari y Mishra, 1999; D'Agostino y McKenzie, 1999). En todos estos estudios, los autores llevan a cabo

un filtrado de los datos con el fin de evitar el ruido generado por las altas frecuencias en el proceso de cálculo. Los valores de frecuencia a partir de los cuales se filtra dependen del área total a estudiar y del carácter del estudio a realizar, pero en general el límite inferior de la frecuencia radial oscila entre 0.0125 y 0.1 km^{-1} , o lo que es lo mismo, se eliminan las longitudes de onda inferiores a los 60 ó 30 Km normalmente. Es por ello que en nuestro estudio hemos establecido una frecuencia radial de corte de 0.35 km^{-1} , eliminando las longitudes de onda inferiores a 18 Km. Como se ha mencionado con anterioridad, las cargas topográficas que presentan longitudes de onda cortas son soportadas por la litosfera sin que produzcan una respuesta isostática en la base de la corteza, por lo que al eliminar estas longitudes de onda pequeñas no se está obviando ningún elemento que pueda producir variaciones isostáticas importantes.

Junto a la curva que representa la función admitancia, hay dibujadas en la figura 8.5 un conjunto de curvas que representan los valores teóricos de la función admitancia para distintos valores de espesor elástico efectivo (EEE). Como se ha descrito anteriormente, conociendo el valor de la densidad de la carga topográfica, el contraste de densidad corteza-manto y la profundidad del Moho, se puede calcular el valor de la función admitancia que a su vez depende de la rigidez flexural de la corteza. Dicha rigidez flexural es función del EEE, el módulo de Young y la relación de Poisson.

A partir de los modelos de gravimetría descritos en el capítulo 7, se ha establecido calculado una densidad de la carga topográfica de 2.67 gr/cm^3 y un contraste de densidad corteza-manto de 0.45 gr/cm^3 . Los valores del módulo de Young y la relación de Poisson son 10^{11} Pa y 0.25 respectivamente (Turcotte y Schubert, 1982), valores medios generalmente utilizados en este tipo de estudios. Se ha optado por un modelo de admitancia de carga en el techo, ya que la topografía obtenida para el Moho indica que la amplitud de la misma es bastante reducida, y por tanto la aplicación de un modelo combinado de carga desde el techo y carga desde abajo aumentaría la complejidad del modelo y del cálculo sin que redundara en un mejor resultado.

Así pues, el único parámetro sin determinar para obtener el valor teórico de la función admitancia es el EEE. Dando valores a este parámetro entre 5 y 45 Km con un intervalo de 5 Km., se obtiene el conjunto de curvas de la figura 8.5. El análisis de estas curvas permite definir el comportamiento de la función admitancia respecto al EEE.

Claramente, a medida que el valor del EEE es mayor, la función admitancia presenta valores más altos, así como una zona superior más ancha y estable que abarca cada vez un mayor intervalo de frecuencia radial.

En nuestra gráfica, la función admitancia observada presenta un buen ajuste a la curva teórica para un EEE de 15 Km, mientras que para las curvas de 5 y 10 Km de EEE el grado de error es muy elevado. Teniendo en cuenta los valores medios de la admitancia observada, el ajuste para las curvas teóricas de entre 20 y 40 Km de EEE es también bastante aceptable. Esto se observa mejor en la siguiente gráfica (figura 8.6), donde se ha representado el error medio cuadrático entre la función admitancia observada y cada una de las curvas teóricas calculadas. Puede observarse con claridad cómo el error disminuye rápidamente para las tres primeras curvas, mientras que a partir de entonces se mantiene estable hasta la curva de 40 Km de EEE.

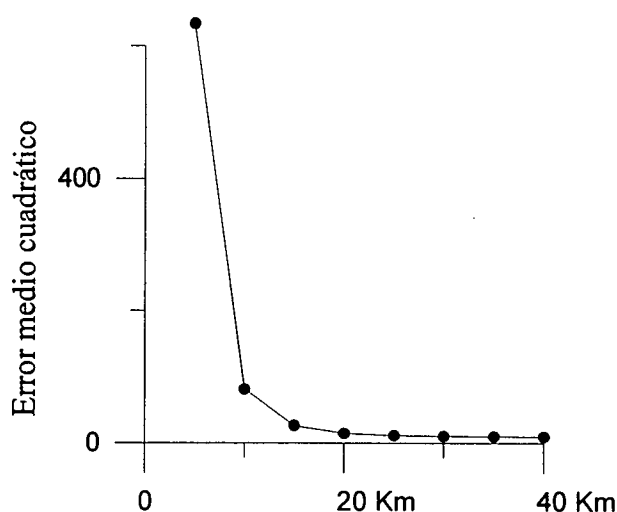


Figura 8.6. Gráfica donde se muestra el valor del error medio cuadrático del ajuste de la admitancia observada para cada una de las curvas teóricas, definidas por valores de EET que oscilan entre 5 y 40 Km.

Así pues, podemos deducir a la vista de estos resultados que la comparación de la función admitancia para la zona de estudio con las curvas teóricas predichas para distintos valores de EEE nos permiten afirmar que dicho valor de EEE para la zona estudiada del centro peninsular debe ser superior a los 15 Km, considerando éste como un valor mínimo, sin resultar el método suficientemente preciso como para precisar más dicha estimación con los datos disponibles.

8.4.2 CÁLCULO DE LA COHERENCIA

De manera similar al cálculo de la admitancia que acabamos de mostrar, se ha procedido a la obtención del otro parámetro que relaciona topografía y anomalía de Bouguer: la coherencia.

En esta ocasión, se ha utilizado un módulo del programa MATLAB R11 que permite el cálculo de la coherencia dadas dos funciones de entrada de igual longitud. En nuestro caso, y como se ha explicado en el apartado de metodología, las funciones de entrada son el mapa de la anomalías de Bouguer y el mapa del relieve topográfico en superficie. Puesto que MATLAB trabaja con funciones unidimensionales para este tipo de cálculos, ha sido nuevamente necesario llevar a cabo el espectro radial de ambos tipos de mapas para proceder a su comparación.

Al igual que en el caso anterior, con el fin de evitar la introducción de ruido por frecuencias altas en el proceso de cálculo, se ha realizado un filtrado de manera que la frecuencia radial más alta considerada es la de 0.35 km^{-1} , correspondiente a 18 Km de longitud de onda. La figura 8.7 muestra la gráfica donde se representa la curva de coherencia observada para la zona del Centro Peninsular, junto con las curvas de coherencia teóricas obtenidas para distintos valores de EEE.

La curva de coherencia observada es muy sencilla. Su cálculo se ha hecho directamente a partir de los mapas de anomalías de Bouguer y de topografía y, dentro del intervalo de frecuencias considerado, presenta un valor elevado y bastante constante, de alrededor de 0.95, que disminuye suavemente al aumentar el valor de la frecuencia radial.

En cuanto a las curvas teóricas, han sido calculadas a partir de la información sobre el relieve del Moho previamente expuesta, así como los parámetros de densidad de la carga topográfica, contraste de densidad corteza-manto, y espesor elástico efectivo utilizados en las expresiones 22, 23, 25 y 27 explicadas con anterioridad. Observando la gráfica, puede observarse cómo el valor de la coherencia para las frecuencias más bajas aumenta rápidamente al aumentar el valor del EEE (en nuestro caso, entre 5 y 45 Km),

mientras que todas ellas adquieren un valor próximo a 1 a partir del valor de frecuencia 0.15 Km^{-1} aproximadamente, a partir del cual se mantienen constantes.

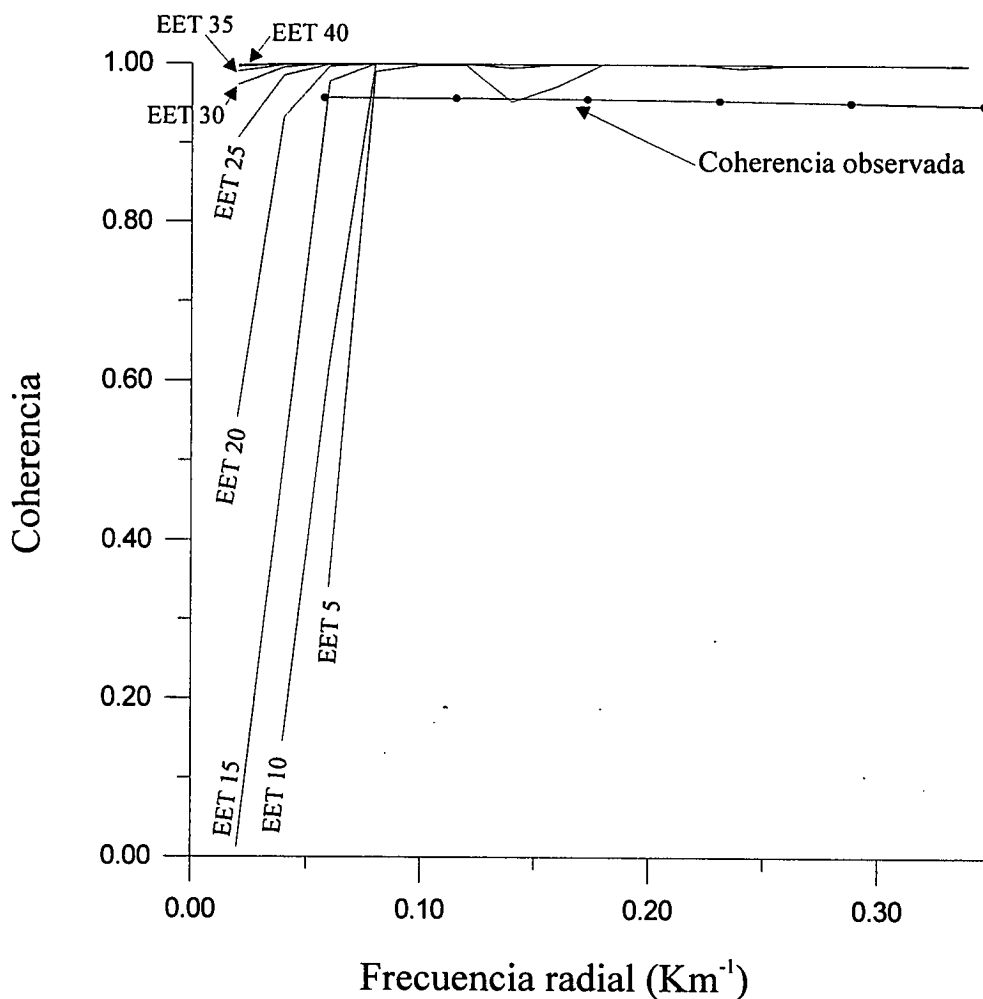


Figura 8.7. Gráfica donde se muestra la curva de coherencia observada para el Centro Peninsular, junto a las curvas de coherencia teóricas calculadas para valores de EET que oscilan entre 5 y 45 Km.

Como puede observarse, en nuestro caso la coherencia no constituye un parámetro con la suficiente calidad como para hacer una muy buena estimación del valor de EET más ajustado a la zona de estudio. Tanto las curvas de coherencia teórica como la observada muestran formas y valores muy similares, excepto para los valores de frecuencia más bajos. Aunque existe un pequeño margen de comparación, la coherencia observada parece tener valores más elevados que las curvas teóricas correspondientes a valores de EET de 5, 10 y 15 Km., mientras que las curvas correspondientes a los valores de EET de 20 a 45 Km muestran un parecido mayor.

Así pues, podemos concluir, aunque no de una forma determinante, que la coherencia parece proporcionar de nuevo valores de EEE para el centro Peninsular de 15 kilómetros o más, en concordancia con los resultados obtenidos mediante la estimación de la función admitancia.

8.5. DISCUSIÓN

La aplicación de los métodos de cálculo isostático a partir de las relaciones entre la topografía y la anomalía de Bouguer para el caso del Sistema Central, han permitido obtener información acerca del valor del EEE para esta zona, lo que supone un complemento reológico al modelo tectónico propuesto con anterioridad.

De las dos técnicas empleadas, la determinación de la admitancia o función respuesta isostática y la coherencia, la primera de ellas es la que ha proporcionado mejores resultados. En general, este tipo de técnicas se aplica a grandes zonas de las que se dispone buena cobertura de datos tanto topográficos como geofísicos, de manera que se pueden realizar comparaciones para longitudes de onda bastante grandes, del orden de cientos o incluso miles de kilómetros. Es el caso de estudios que comprenden gran parte o todos los Estados Unidos, la India o la zona Central de África, y que han sido comentados y se encuentran expuestos en la bibliografía (Banks y Swain, 1978; Lewis y Dorman, 1970; Banks *et al.*, 1977; Bechtel *et al.*, 1987; Zuber *et al.*, 1989; McNutt *et al.*, 1988, Tiwari y Mishra, 1999).

El caso del Centro Peninsular, y en concreto del Sistema Central, supone un caso más modesto en el que los resultados se encuentran condicionados por la superficie de la zona estudiada, más reducida que la generalidad de estos estudios. Aun así, se puede llegar a la conclusión de que el valor del EEE para esta zona debe ser superior a los 15 Km, ya que valores de ese orden o más elevados son los que producen una mejor correlación entre las curvas de admitancia y coherencia observadas respecto a las teóricas.

El valor del espesor elástico efectivo permite realizar algunas consideraciones sobre el estado isostático local de la zona.

Tomando como representativo el corte geológico número 2 expuesto en el capítulo anterior, se ha calculado la carga ejercida por la columna de materiales de la corteza sobre la base de la misma en tres puntos diferentes: bajo la cuenca del Duero (extremo occidental del perfil), bajo las máximas alturas del Sistema Central (parte central del perfil) y bajo la cuenca del Tajo (extremo oriental del perfil). En el primer caso, la carga obtenida a partir de los espesores y las densidades de cada uno de los cuerpos que constituyen la corteza es de $87.166.300 \text{ Kg/m}^2$, bajo el Sistema Central es de $91.751.200 \text{ Kg/m}^2$ mientras que bajo la cuenca del Tajo es de $86.869.900 \text{ Kg/m}^2$. Puede observarse cómo los valores debajo de ambas cuencas terciarias son muy similares y ligeramente más alto bajo el Sistema Central debido a la mayor carga del relieve topográfico. Este último valor ha sido obtenido en un punto donde la topografía alcanza los 2.100 metros sobre el nivel del mar, pero teniendo en cuenta que la altura media del Sistema Central es de unos 1.280 metros sobre el nivel del mar, la carga media producida por el mismo sería de $89.339.200 \text{ Kg/m}^2$. Así pues, los tres valores son muy semejantes entre sí, indicando en una primera estimación que la carga soportada por la corteza es semejante en todas las zonas y por tanto no debe existir una respuesta isostática a nivel del límite corteza-manto ya que la diferencia de carga es inferior al 3% y debe ser soportada sin problemas por la corteza.

De una manera análoga y utilizando la ecuación 12 antes mencionada, para una topografía media de 1.280 metros y los valores de densidad expuestos anteriormente para la corteza superior y el manto, la deflexión del límite corteza-manto debería tener un valor ligeramente superior a los 4 Km. Sin embargo, teniendo en cuenta el valor de espesor elástico efectivo calculado y utilizando la expresión 11, el valor de la longitud de onda de la topografía necesaria para producir un desarrollo de raíces importante bajo el Sistema Central considerando un valor mínimo para el espesor elástico efectivo de 15 Km, debe ser de unos 365 Km. Este valor es mucho mayor que la longitud de onda del Sistema Central, lo que indicaría que esta cadena, debido a que presenta una anchura de unos 70 Km como máximo, es fácilmente soportada por la corteza.

En función de los resultados obtenidos se puede considerar que el valor de E_{EE} local para el Sistema Central es superior a los 15 Km, obtenido a partir de valores de coherencia y admitancia también locales. Los resultados del estudio quizá po-

drían ajustarse con más precisión aumentando el área, de manera que las longitudes de onda implicadas fueran mayores, pero eso conlleva el problema de la mezcla de regiones tectónicas con diferentes características.

CAPÍTULO 9

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

9. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Una vez determinadas las características geológicas de la zona del Sistema Central estudiada y áreas limítrofes, tanto a nivel de meso y macroestructuras (capítulos 3 y 4) como al de estructura profunda de la cadena deducida mediante los datos geofísicos (capítulos 5, 6, 7 y 8), en este capítulo se discutirán algunos aspectos relacionados con la estructura alpina y el comportamiento mecánico de la corteza alpina del Sistema Central. Por último, se expondrán las principales conclusiones de este trabajo.

9.1 LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

En la figura 9.1 se muestra un bloque diagrama construido a partir de los cortes geológicos elaborados (capítulo 7). Conservando una misma escala vertical y horizontal, se han unido mediante un plano las principales fallas de los bordes del Sistema Central (superficie gris) y los fondos de las cuencas (plano en amarillo). La presencia de fallas de desgarre subverticales que pueden delimitar la terminación lateral de alguna de estas estructuras no ha sido tomada en cuenta en la figura para no aumentar su complejidad y disminuir de esta forma la claridad del dibujo. En esta figura se puede observar cómo el Sistema Central constituye un bloque cortical elevado, limitado por fallas de alto ángulo con dirección general NE-SO (Falla del borde norte del Sistema Central y Falla del borde sur del Sistema Central). Además, la corteza superior presenta una forma arqueada, con geometría general de anticlinal. Dentro de la cadena, la combinación de fallas inversas buzando tanto hacia el norte como hacia el sur determina la aparición de bloques de basamento elevados (*pop-up*) y hundidos (*pop-down*). De acuerdo con los datos de campo, los modelos de pliegues asociados a fallas y los modelos gravimétricos, las fallas inversas que limitan los bloques presentan buzamientos altos, que oscilan entre 35° y 60°, con buzamientos hacia el NO y SE.

La preservación de la cobertera sedimentaria en el borde norte facilita el establecimiento de la geometría de las estructuras en esta zona. Estas fallas dan lugar en superficie a una serie de pliegues monoclinales en la cobertera cretácica y paleógena suprayacente, cuya vergencia indica el sentido de transporte de las fallas inversas infrayacentes, que en ocasiones no llegan a aflorar. El número de fallas y pliegues parece variar

a lo largo del borde. En esta zona, la estructura parece estar influida por la superficie que limita, dentro del basamento dos cuerpos de distinta densidad, interpretada como un cambio litológico en el basamento. Esta superficie se encuentra en los modelos gravimétricos transversales 1-1', 2-2' y 3-3'. Mientras que en el modelo 2-2' tiene un buzamiento alto, en los modelos 1-1' y 2-2' corresponde a una superficie muy tendida. El límite entre ambos cuerpos se puede interpretar como una estructura prealpina, probablemente una antigua zona de cizalla dúctil o dúctil-frágil que ha sido reactivada posteriormente. Podría corresponder a zonas de cizalla relacionadas con cabalgamientos hercínicos como las descritas por Macaya *et al.* (1991) al sur de Segovia. Estas estructuras son afectadas por fases de deformación posteriores que cambian su posición original y dan lugar a cambios de buzamiento, al igual que sucede con la orientación de la foliación. Esta superposición originaría el cambio de buzamiento en el corte II-II'. También puede estar relacionada con las zonas de cizalla extensionales formadas en las etapas extensionales hercínicas, sin y post colisionales (p. ej. Doblas, 1991; Escuder Viruete *et al.*, 1997). Esta zona de debilidad preexistente puede actuar como un cabalgamiento basal donde se enraízan los cabalgamientos ligados a los pliegues de propagación que caracterizan la estructura de la zona norte del Sistema Central. Esta relación se muestra en la figura 9.2, en la que se encuentran representadas las principales estructuras de la cadena. La simplificación está basada en los cortes geológicos realizados y, salvo en la zona noroeste, los datos proceden de cartografías previas. Como ya pusieron de manifiesto De Vicente, *et al.* (1994), en la zona Sepúlveda existe un cabalgamiento basal, en el que se enraízan los cabalgamientos aflorantes. La posición del cabalgamiento coincide con la superficie detectada mediante la modelización y pone de relieve la importancia del papel de la reactivación de discontinuidades pre-existentes en la estructuración alpina del Sistema Central.

En las zonas adyacentes al Sistema Central existen sendos depocentros en la Cuenca del Tajo y del Duero. La potencia de sedimentos es similar en ambas, del orden de 3.000 metros como valor máximo, aunque es ligeramente superior en la cuenca del Tajo que en la del Duero. Dicho relleno está constituido fundamentalmente por materiales de edad paleógena, ya que el espesor de sedimentos neógenos tiene un valor máximo de entre 500 a 600 metros. Hacia el interior de la Cuenca del Duero y del Tajo, la potencia de sedimentos disminuye. El fondo de dichas cuencas describe una flexión, de manera que las mayores profundidades se encuentran adosadas a los límites de las cuen-

cas con el Sistema Central. Dicha flexión del basamento se debe probablemente a una combinación del movimiento de las fallas inversas y la respuesta flexural de la corteza al peso de los sedimentos acumulados en los depocentros. La estructura en estas áreas estaría condicionada por el levantamiento de la cadena y sus efectos se atenuarían al alejarse de los límites de la misma.

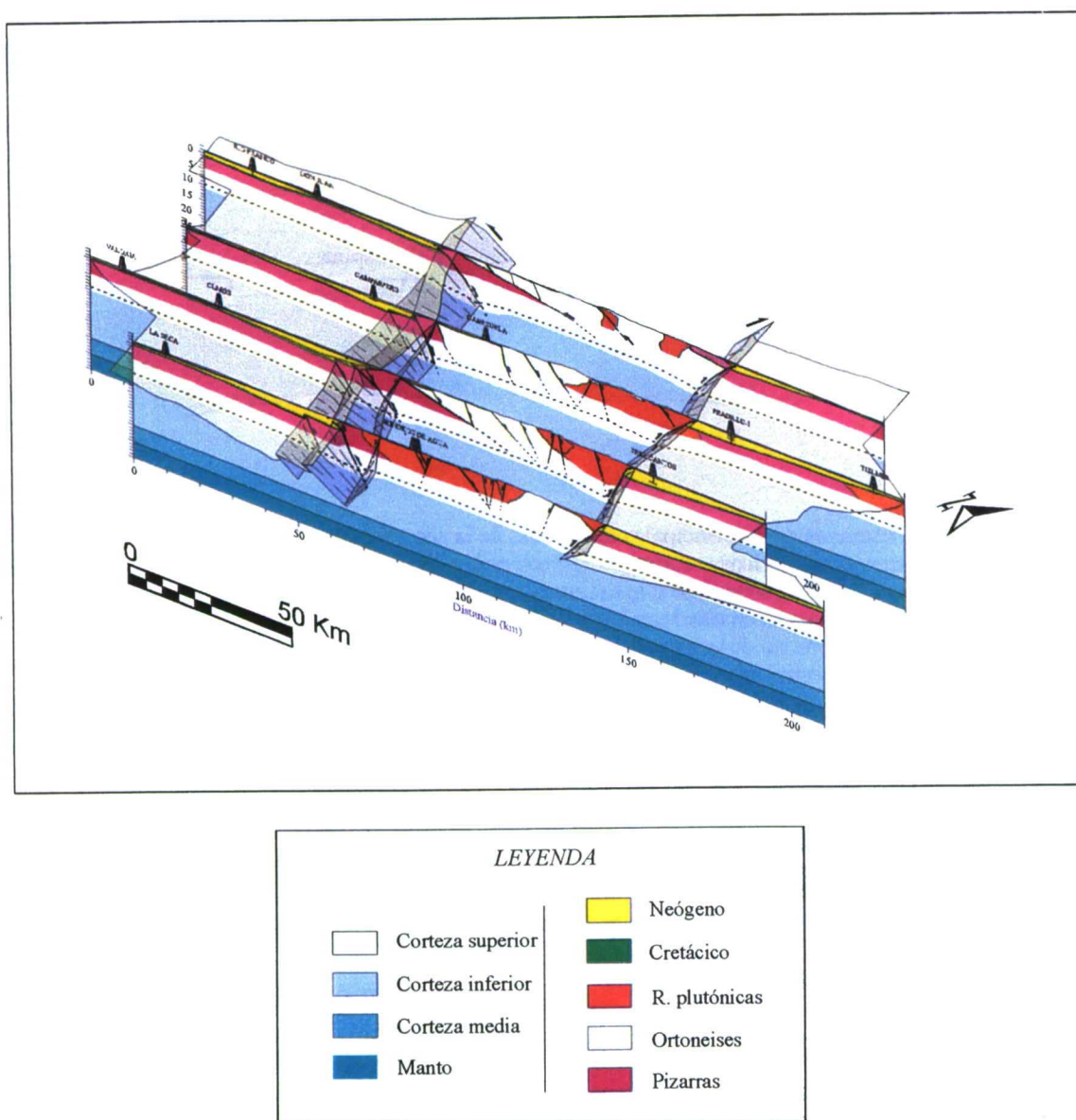


Figura 9.1. Perspectiva de la estructura del Sistema Central a partir de los cortes geológicos. Las fallas de los bordes N y S se han unido con un plano coloreado en gris. La superficie del fondo de las cuencas aparece indicada mediante un plano coloreado en amarillo claro.

La modelización gravimétrica ha puesto de relieve que existen variaciones en la naturaleza del basamento entre las cuencas y el Sistema Central. Los materiales de ma-

por densidad, asimilados a alternancias de pizarras y cuarcitas, parecen constituir preferentemente el fondo de las cuencas.

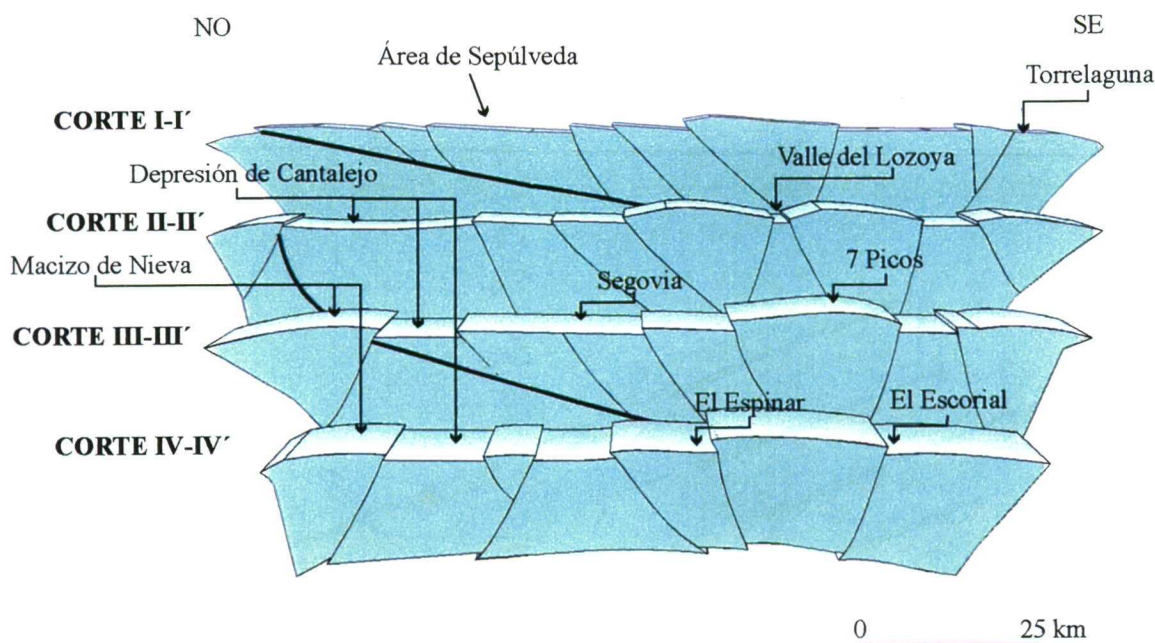


Figura 9.2. Esquema de las principales estructuras de la zona central del Sistema Central basado en los modelos gravimétricos y cortes geológicos realizados. En la zona norte aparece señalada con trazo más grueso la superficie que limita en el basamento dos cuerpos de distinta densidad. Esta superficie representa un cabalgamiento basal en el que se enraízan las estructuras del área de Sepúlveda y de la zona sur de la depresión de Cantalejo. En el corte II-II' su buzamiento es mayor y su relación con las estructuras aflorantes es más incierta. Las dimensiones en la vertical se han dibujado fuera de escala para obtener una mejor visualización de las zonas elevadas y hundidas.

En los modelos gravimétricos, la corteza superior, de unos 9 Km de espesor medio, está formada por una zona superficial muy heterogénea y una capa inferior con una densidad de 2.71 gr/cm^3 . Las heterogeneidades litológicas del basamento son patentes también en el modelo gravimétrico 5-5' elaborado a lo largo de la parte media del Sistema Central. Uno de los cambios se produce a favor de la zona de cizalla de Berzosa. El modelo es transversal a esta estructura y en el proceso de ajuste hubo de prolongarse hasta 9 Km de profundidad, adoptando una disminución del buzamiento en profundidad. Como ya se ha descrito en el capítulo 7, en la zona occidental, zona de Gredos, ha sido necesario introducir un cuerpo de alta densidad en la corteza superior. El valor de la anomalía disminuye en la zona occidental, donde los valores residuales oscilan alrededor de los -30 mGal . Es posible que en futuros modelos de este área sea necesario considerar una corteza más densa que en las zonas orientales. Los cuerpos que forman la

corteza superior se extienden hasta unos 6 Km de profundidad, valor que coincide con la profundidad calculada mediante el análisis espectral (fig. 6.12). El límite corteza superior-media adquiere una forma arqueada, elevándose bajo el Sistema Central y en el interior de las cuencas. La elevación producida, de unos 2 kilómetros, es semejante a la topografía generada en el Sistema Central. El límite parece afectado por las fallas de borde, donde desciende en las proximidades de estos accidentes y bajo los mayores espesores de sedimentos terciarios. Así pues, la corteza varía entre los 16 y 12 Km de espesor. Su límite inferior adopta una geometría semejante al límite corteza-manto. El espesor de la corteza inferior es de 5 Km. Como ya se ha expuesto anteriormente, el Moho desciende un máximo de 1.5 Km bajo el Sistema Central en la zona entre Segovia y Guadalajara.

9.2. LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL MARCO DE LA TECTÓNICA ALPINA.

La estructura descrita en el apartado anterior es el resultado de la superposición en el tiempo de los efectos de las orogenias Hercínica y Alpina. Aunque son las etapas de deformación alpinas las que determinan su estructura actual, como han apuntado numerosos autores las estructuras preexistentes tiene un papel fundamental en esta deformación (p. ej. Alía, 1972; Capote, 1983, Capote *et al.*, 1990, De Vicente y González Casado, 1991, entre otros).

Según Vegas y Banda (1982), la evolución alpina de la Península Ibérica comienza con una etapa extensional que se extiende desde finales del Pérmico al Cretácico Medio-Superior, a partir del cual se inicia una etapa compresiva, marcada por el acercamiento de Eurasia y África. La colisión entre ambas placas da lugar a la formación de los Pirineos, la Cordillera Cantábrica y las Béticas en los bordes activos de la Placa Ibérica. El inicio de la deformación compresiva en su interior no está bien datado. La mayoría de los autores sitúan el comienzo de la compresión en el Eoceno (p. ej. Santisteban *et al.*, 1996; De Vicente *et al.*, 1996), aunque para algunos autores los primeros movimientos en la zona central se producen en el Cretácico Superior (Vegas *et al.*, 1990). Dentro del régimen compresivo impuesto por la convergencia de Eurasia y Áfri-

ca se diferencian tres etapas caracterizadas cada una por un campo de esfuerzos (De Vicente *et al.*, 1996):

- Eoceno-Mioceno inferior (etapa Ibérica).

La colisión del borde septentrional de la placa Ibérica con Eurasia da lugar a la formación de los Pirineos. La dirección de acortamiento es NNE-SSO. La transmisión de los esfuerzos hacia el interior de la Península da lugar a la formación de la Cordillera Ibérica. Las fallas NE-SO, dirección predominante en el Sistema Central, actuarían como desgarres inversos creándose estructuras en flor positivas y negativas.

- Oligoceno-Mioceno medio (etapa Guadarrama).

La colisión del borde sur de la placa Ibérica con África da lugar a la formación de las Cordilleras Béticas y cambia el campo de esfuerzos que actúa en el Centro Peninsular. La dirección de acortamiento es NE-SO y bajo este régimen de esfuerzos se produce la estructuración principal del Sistema Central durante el Aragoniense.

- Mioceno superior-Actualidad.

A finales del Mioceno medio el régimen compresivo varía a un régimen de desgarre, aunque se conserva una dirección de acortamiento en la horizontal NO-SE. A partir del Plioceno la actividad tectónica en el Sistema Central disminuye y se ha observado que existe una tendencia a un cambio de régimen compresivo a régimen extensivo (Herraiz *et al.*, 2000).

Existen datos que indican una cierta diacronía en la estructuración alpina de los bordes norte y sur del Sistema Central. Los estudios sedimentológicos y estratigráficos parecen demostrar que en la cuenca del Duero la compresión alpina comienza a finales del Paleoceno y a comienzos del Neógeno el paisaje era muy similar al actual (Santisteban *et al.*, 1996). En la cuenca del Tajo, la mayor actividad tectónica tiene lugar durante el Mioceno medio y superior, correspondiendo con la fase de deformación Guadarrama (Calvo *et al.*, 1989; Alonso Zarza *et al.*, 1990a y b; Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1994, 1996a y b). Los datos procedentes de las huellas de fisión acentúan aún más

la diacronía, ya que indican que los primeros movimientos de levantamiento del borde norte tuvo lugar hace unos 180 millones de años (De Bruijne y Andriessen, 1999), mientras que en el borde sur la edad media estaría en torno a los 30 millones de años (Shell *et al.*, 1995; De Bruijne y Andriessen, 1999). Por otra parte, la actividad neotectónica y reciente es más intensa en la cuenca del Tajo (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996c).

Para explicar la estructura del Sistema Central se han propuesto distintos modelos (capítulo 3) que se pueden agrupar en:

- modelos que lo describen como un bloque cortical elevado a favor de fallas inversas de gran ángulo (Portero y Aznar, 1984; Vegas *et al.*, 1990)
- modelos que lo describen como un bloque cortical elevado a favor de cabalgamientos (Warburton y Alvarez, 1989; De Vicente *et al.*, 1992; Tejero *et al.*, 1996).

Las diferentes hipótesis de partida derivan del desconocimiento de la geometría de las fallas en profundidad. Los modelos gravimétricos elaborados muestran el predominio de buzamientos altos. El cálculo de los buzamientos de las fallas mediante el estudio de los pliegues en el borde norte indican un valor medio de 50°. Su carácter, tanto por su manifestación en superficie como a partir de los datos gravimétricos, es de fallas inversas de alto ángulo que superponen materiales del basamento sobre la cobertera mesozoico-terciaria originando saltos importantes, del orden de los 4.000 metros respecto al fondo de las cuencas. Estas fallas afectan claramente a la corteza superior y parecen alcanzar el límite corteza superior-corteza media.

Desafortunadamente, las técnicas gravimétricas no han podido establecer la existencia de importantes diferencias de densidad dentro de la corteza atribuibles a superficies de cabalgamiento. Es posible la existencia de un nivel de despegue en profundidad que, al no presentar contraste de densidad, no pueda ser detectado mediante gravimetría. Como señalan Warburton y Álvarez (1989), una de las pruebas de la existencia de cabalgamientos corticales es el engrosamiento de la corteza. Los resultados del análisis de datos gravimétricos realizado en esta Tesis no confirman la existencia de un

engrosamiento importante. El análisis espectral y la modelización gravimétrica indican un descenso del Moho de 1.5 Km, menor que el mostrado por los datos sísmicos, que alcanza 4 Km (Suriñach y Vegas 1988). No obstante, como ya se ha mencionado anteriormente, en estos métodos de carácter estadístico existe una importante incertidumbre, sobre todo cuando las diferencias se mueven dentro de un margen relativamente pequeño.

9.3 EL ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO Y LA REOLOGÍA DE LA LITOSFERA DEL CENTRO PENÍNSULAR

La relación entre la topografía y las anomalías de Bouguer, analizadas por medio de la admitancia y la coherencia, han permitido establecer el límite mínimo de espesor elástico efectivo en 15 Km.

El concepto de espesor elástico efectivo se basa en la asunción de que el equilibrio gravitacional de la litosfera puede mantenerse a escalas de tiempo y espacio geológico y que la deformación resultante puede interpretarse mediante la flexión de una delgada placa competente situada sobre un fluido viscoso, por ejemplo la astenosfera (Burov y Diament, 1995). El espesor elástico efectivo está íntimamente ligado a la reología de la litosfera. La resistencia de las rocas a la deformación está fundamentalmente controlada por la temperatura y la presión. En la parte superior de la corteza, donde la presión y la temperatura son bajas, las rocas se comportan como un material frágil. A mayores profundidades y, sobre todo a temperaturas mayores que la mitad de su temperatura de fusión las rocas se comportan como materiales dúctiles. Utilizando los criterios de rotura y las leyes del flujo dúctil se puede modelizar la estratificación reológica de la corteza construyendo perfiles reológicos (Ranalli y Murphy, 1987). Para comparar los resultados obtenidos mediante la relación topografía-anomalía de Bouguer con la extensión de las capas frágiles y dúctiles se han realizado dos perfiles reológicos.

El cálculo de la resistencia de la corteza superior a la deformación no elástica, se ha basado preferentemente en la respuesta al deslizamiento friccional de rocas ya fracturadas (p. ej. Ranalli, 1997). Se puede considerar que las rocas corticales contienen fracturas orientadas en todas las direcciones del espacio y que, bajo un campo de esfuerzos

determinado se van a activar las fracturas cuya orientación presente una menor resistencia al deslizamiento friccional. Con la excepción de los minerales hidratados, la resistencia a la fricción se puede describir mediante leyes lineales que relacionan el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal. La magnitud del esfuerzo diferencial requerido para la reactivación de un plano preexistente se puede calcular mediante la ecuación:

$$\sigma_{diff} = \alpha P (1 - \lambda)$$

donde α es un parámetro que depende del régimen tectónico, λ es el factor de presión de fluidos, definido como la razón entre la presión de fluidos y la presión litostática P (Sibson, 1974). La presión litostática aumenta en cada capa con la profundidad, luego

$$dP = \rho_i g dh$$

donde ρ_i es la densidad de la capa.

El mecanismo predominante en la deformación dúctil de la litosfera es el “creep” producido por el movimiento de las dislocaciones intracristalinas. El comportamiento mecánico de un material que se deforma por “creep” está regido por una ley empírica que relaciona el esfuerzo y la velocidad de la deformación (p. ej. Brace and Kohlstedt, 1980; Carter and Tsenn, 1987; Tsenn and Carter, 1987):

$$\sigma_{diff} = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{1/n} \exp\left(\frac{Q}{nRT}\right)$$

donde $\dot{\epsilon}$ es la velocidad de la deformación, A y n son constantes propias de cada material, Q es la entalpía de activación para el “creep”, R es la constante de los gases y T es la temperatura absoluta. Si se conoce la composición de la litosfera y su estructura térmica, se puede calcular el mínimo esfuerzo diferencial necesario para mantener una determinada velocidad de deformación.

Como el comportamiento dúctil depende de la temperatura, se han construido previamente dos geotermas mediante el método de Lachenbruch (1970). Para la corteza se ha asumido la existencia de una capa con decaimiento exponencial de la producción

radiogénica. La distribución de temperaturas con la profundidad se ha estimado para dos valores de flujo térmico superficial: 60 mW/m^2 y 70 mW/m^2 (fig. 9. 3). Ambos corresponden a los valores representativos del flujo térmico superficial en las cuencas (60 mW/m^2) y en el Sistema Central (70 mW/m^2) (Fernández *et al.*, 1998). Se ha asumido una temperatura de superficie de 15°C . Los parámetros utilizados están resumidos en la tabla 9.1.

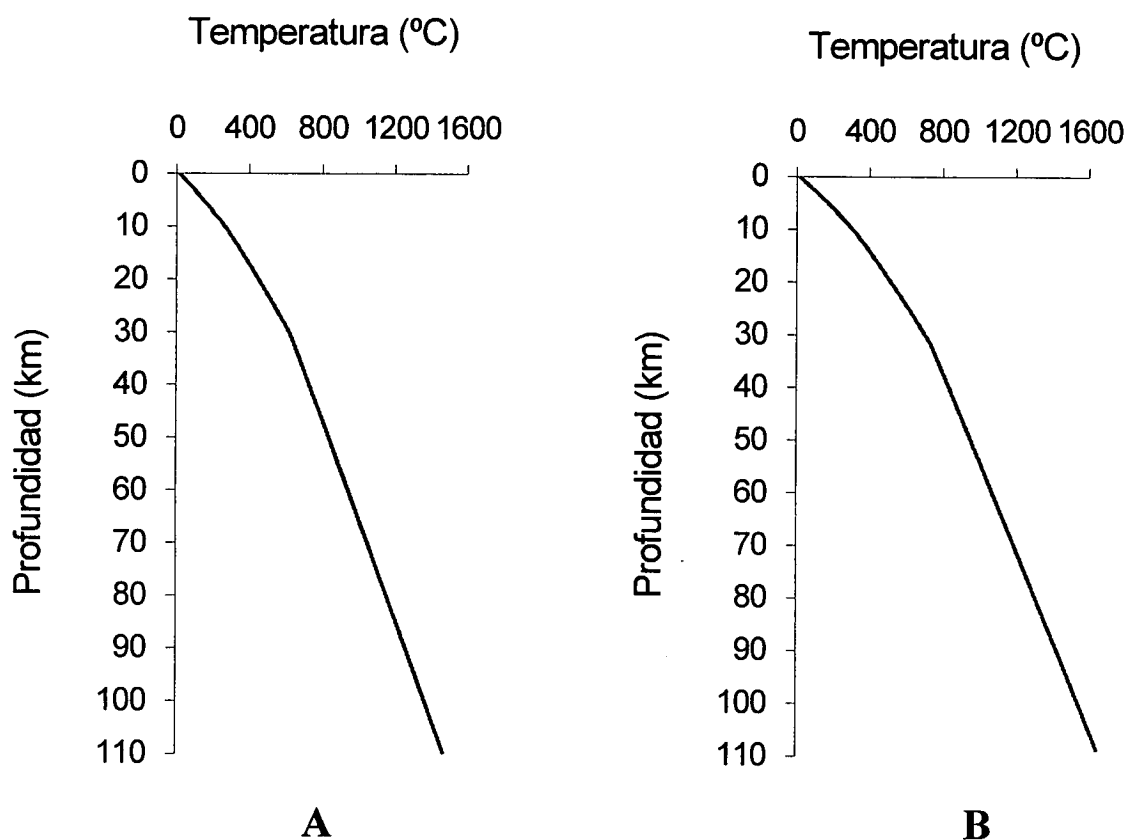


Figura 9.3. Dos geotermas calculadas para valores de flujo térmico superficial de 60 mW/m^2 (A) y 70 mW/m^2 (B), valores representativos de las cuencas (60 mW/m^2) y el Sistema Central (70 mW/m^2).

En la figura 9.4 se encuentran representados los perfiles reológicos elaborados. Se ha considerado una corteza formada por tres capas cuyos espesores corresponden a los resultados de la modelización gravimétrica. La primera capa corresponde a la corteza superior, a la que se le ha asignado una composición de carácter cuarcítico en las cuencas y granítica en el Sistema Central. La segunda capa representa la corteza media y se ha asumido que está constituida por cuarzodioritas. La tercera capa es la corteza inferior, la cual está formada por granulitas félsicas según los datos obtenidos del estu-

dio de xenolitos (Villaseca *et al.*, 1999). Para el manto litosférico se ha considerado una composición peridotítica. En el cálculo de los esfuerzos diferenciales necesarios para el deslizamiento friccional se ha tomado $\lambda=0.4$, $\alpha=3$ en compresión y $\alpha=0.75$ en tensión. La tasa de deformación es $10^{-15} \text{ seg}^{-2}$. Los parámetros utilizados en el cálculo de los esfuerzos diferenciales necesarios para que sea activo el “creep” están resumidos en la tabla 9.2.

Cuenca del Duero y Cuenca del Tajo (Flujo térmico: 60 mW m ⁻²)		
	Conductividad térmica (W m ⁻¹ K ⁻¹)	Producción radiogénica (μ W m ⁻³)
Corteza	2.5	2.0
Manto litosférico	3.4	
Sistema Central (Flujo térmico: 70 mW m ⁻²)		
	Conductividad térmica (W m ⁻¹ K ⁻¹)	Producción radiogénica (μ W m ⁻³)
Corteza	2.5	2.5
Manto litosférico	3.4	

Tabla 9.1. Valores de flujo térmico, conductividad térmica y producción radiogénica, utilizados en la elaboración de las geotermas.

Como puede observarse en los perfiles reológicos, la litosfera presenta una estratificación reológica que depende principalmente de la temperatura, función a su vez del flujo térmico, de su estructura, composición y régimen tectónico considerado. Las capas frágiles y dúctiles están limitadas por la transición dúctil-frágil. Esta transición aparece como un límite neto en los perfiles reológicos, señalado por la profundidad a la que se igualan los esfuerzos diferenciales calculados mediante el criterio de deslizamiento friccional y la ley de flujo de “creep” producido por el movimiento de las dislocaciones, pero debe corresponder a una zona en la que coexisten ambos mecanismos. Cuando el esfuerzo es de carácter tensional la potencia de las capas frágiles aumenta. Bajo un esfuerzo compresivo aparecen dos transiciones dúctil-frágil en la corteza. La

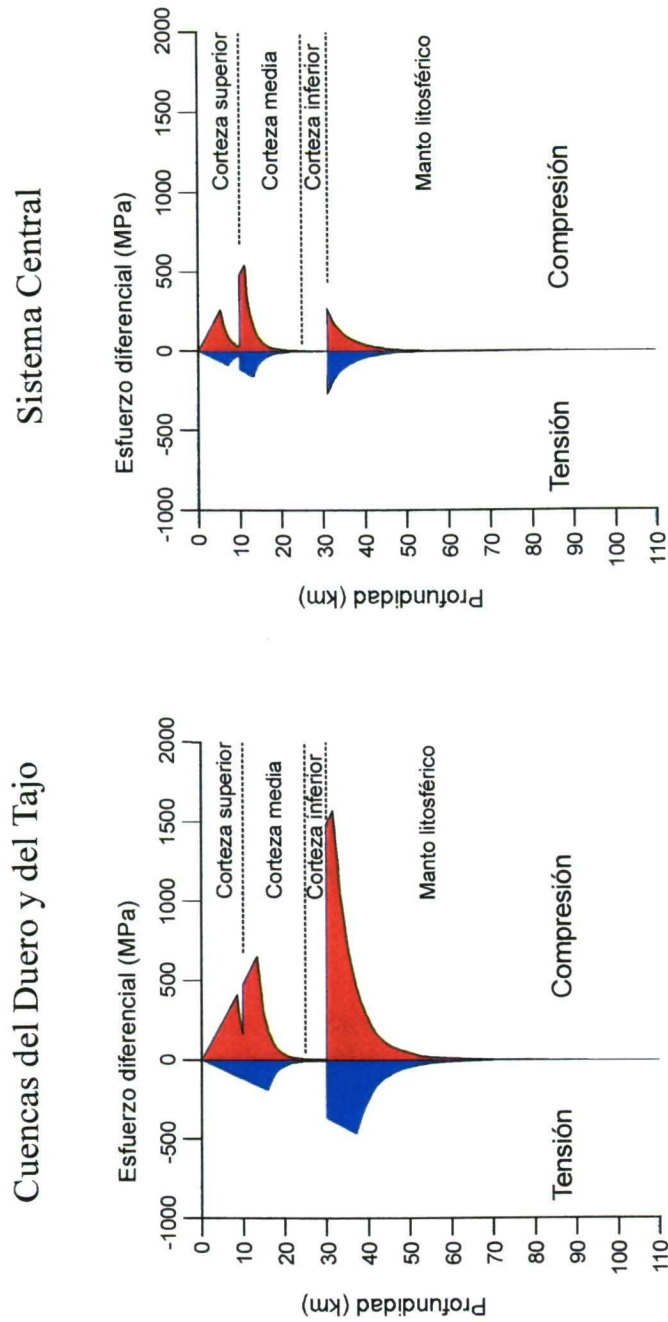


Figura 9.4. Perfiles reológicos de la litosfera de las Cuencas del Duero y del Tajo y del Sistema Central. La extensión de las capas frágiles y dúctiles depende del flujo térmico y de la estructura de la corteza. El mayor flujo térmico medido en el Sistema Central favorece el predominio de la deformación dúctil, quedando restringida la deformación frágil a la parte superior de la corteza. En los perfiles representados en esta página se ha considerado que la corteza superior está formada por cuarcita seca y el manto litosférico por peridotita seca.

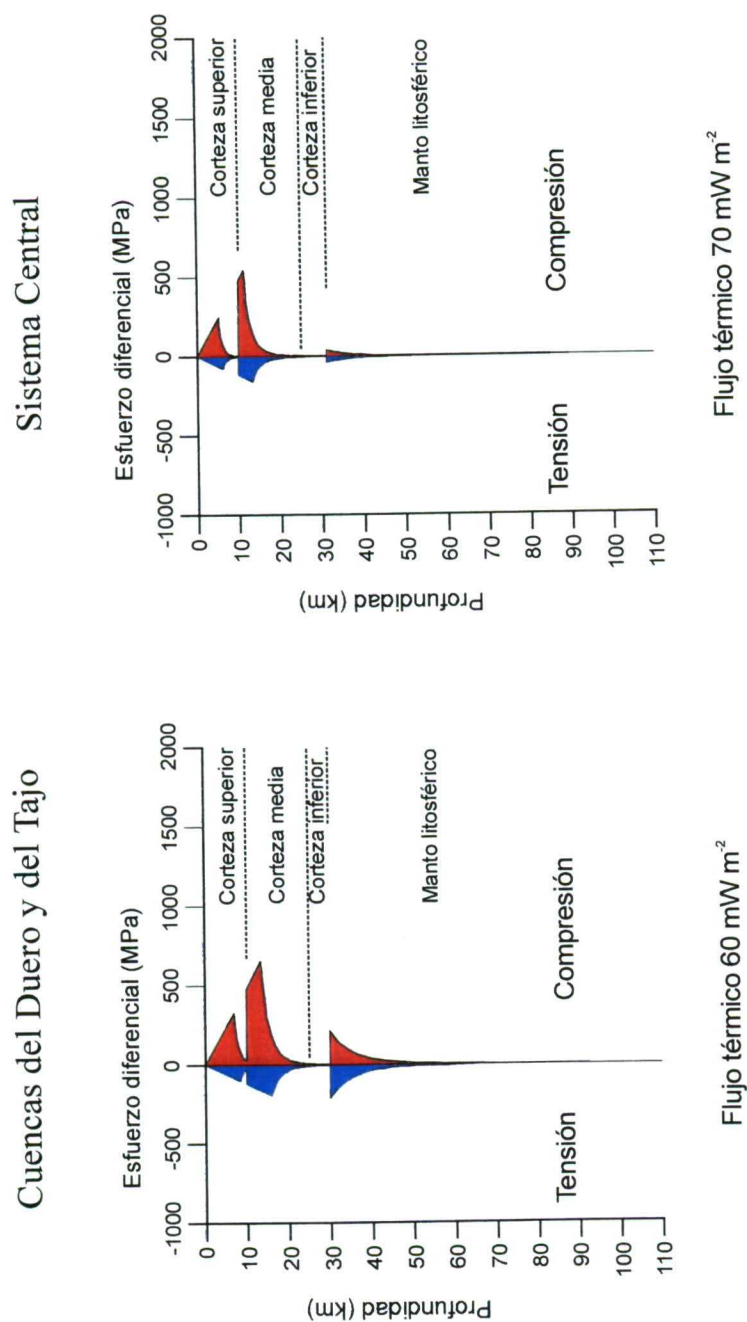


Figura 9.4. (Continuación) Perfiles reológicos de la litosfera de las Cuencas del Duero y del Tajo y Sistema Central, en los que se ha considerado que la litología de la corteza superior es cuarcita húmeda (Cuencas del Duero y Tajo) y granito húmedo (Sistema Central). El manto litosférico está constituido por peridotita húmeda. Con respecto a los perfiles anteriores se observa la disminución de los esfuerzos diferenciales requeridos para mantener una velocidad de deformación de $10^{-15} \text{ seg}^{-1}$.

más superficial se encuentra a unos 8.5 Km en la corteza superior cuarcítica y a unos 6 Km en la corteza superior granítica. Los valores disminuyen si se considera cuarcita húmeda (7 Km). El manto litosférico muestra la existencia de una transición dúctil-frágil a los 32 Km bajo las cuencas, permaneciendo dentro del campo dúctil si se trata de peridotita húmeda o cuando el flujo térmico es alto, como en el Sistema Central. Si el esfuerzo es de tensión, en el caso de las cuencas solo aparece una transición dúctil-frágil en la corteza, situada a 16 Km. Bajo el Sistema Central hay una primera transición en la corteza superior (granito seco 7.5 Km; granito húmedo 6.5 Km) y una segunda transición en la corteza media (12 Km). El manto litosférico bajo las cuencas se comporta frágilmente hasta los 37 Km para peridotita seca. En todos los casos la corteza inferior constituye una capa dúctil. Si el manto litosférico estuviera compuesto de peridotita húmeda también se comportaría siempre como un material dúctil.

	A (MPa ⁻ⁿ s ⁻¹)	E (kJ mol ⁻¹)	n
Cuarcita seca	6.7×10^{-6}	156	2.4
Cuarcita húmeda	3.2×10^{-4}	154	2.3
Granito seco	1.8×10^{-9}	123	3.2
Granito húmedo	2.0×10^{-4}	137	1.9
Cuarzodiorita	1.3×10^{-3}	219	2.4
Granulita félsica	8.0×10^{-3}	243	3.1
Peridotita seca	2.5×10^4	532	3.5
Peridotita húmeda	2.0×10^3	471	4.0

Tabla 9.2. Constantes de “creep” utilizados en la construcción de los perfiles reológicos (Fuente: Ranalli, 1997)

La distribución de las capas dúctiles y frágiles en la litosfera está relacionada con la distribución de la profundidad de los terremotos (p. ej. Sibson, R.H., 1982; Chen, W.P., Molnar, P., 1983). En la figura 9.5 se han representado los terremotos sobre un modelo digital del terreno del centro de la Península Ibérica. Los datos proceden del Catálogo del Instituto Geográfico disponible en Internet y recogen los terremotos ocurridos en la zona desde 1964. Los hipocentros se concentran en la corteza superior, presentando dos máximos a 5 y 9 Km. Estos dos máximos coinciden con los máximos va-

lores de esfuerzo diferencial en la corteza superior y se sitúan a las profundidades en que se produce la transición dúctil-frágil. Aunque, un número muy bajo de terremotos tienen lugar por debajo de los 9 Km, algunos de ellos están generados a profundidades que se encuentran dentro del campo dúctil. Hay que tener en cuenta que los perfiles reológicos constituyen una aproximación al comportamiento mecánico a gran escala de la litosfera y, en ellos no se contemplan la existencia de heterogeneidades en la estructura y composición de la corteza.

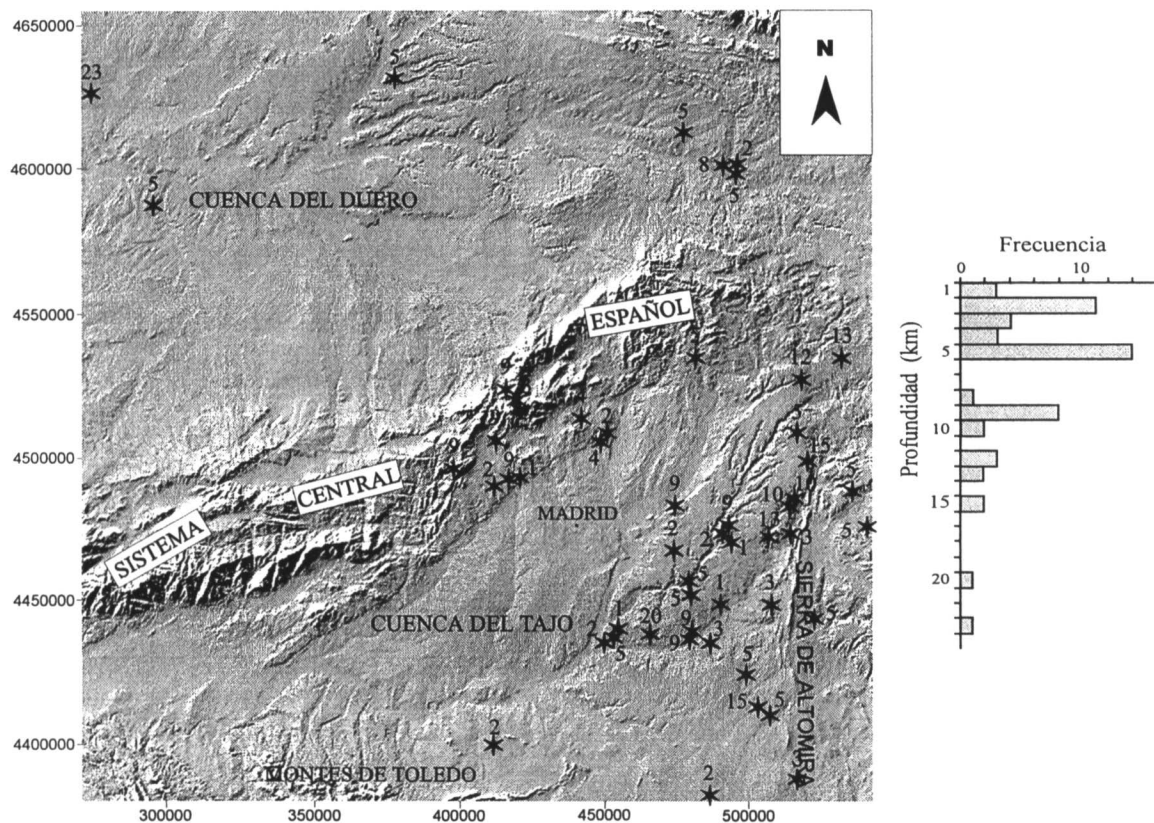


Figura 9.5. Modelo digital de elevaciones sombreado de la zona del Centro Peninsular donde se muestran los epicentros de los terremotos ocurridos desde 1964 y su profundidad. Asimismo, se incluye un gráfico donde se recoge la frecuencia de los terremotos en función de la profundidad.

El conocimiento de la estratificación reológica de la litosfera permite hacer una estimación de su espesor elástico efectivo. Considerando que una placa está formada por un cierto número de capas competentes, n , el espesor elástico efectivo de la placa, T_e , es (Burov y Diament, 1995):

$$T_e^{(n)} = \left(\sum_{i=1}^n \Delta h_i^3 \right)$$

donde Δh_i es el espesor elástico efectivo de cada capa. Si existen 2 capas competentes, una que represente a la corteza y otra al manto litosférico, el espesor elástico efectivo será:

$$T_e = \sqrt[3]{h_1^3 + (h_2 - h_c)^3}$$

donde h_1 es la potencia de la capa competente de la corteza, h_2 es la potencia de la capa competente del manto litosférico y h_c es el espesor de la corteza. La potencia de las capas competentes coincide con las profundidades a las cuales la resistencia a la deformación, representada por el esfuerzo diferencial, se encuentra entre el 1 y el 5% de la presión litostática (Burov y Diament, 1995). En el caso de los perfiles construidos, la capa competente de la corteza tiene un espesor de 21 Km para un flujo térmico de 60 mW/m² y de 18 Km para un flujo térmico de 70 mW/m². La capa competente en el manto litosférico tiene un menor espesor. Considerando una composición de peridotita seca, la potencia alcanza los 8 Km bajo las cuencas y 7 Km bajo el Sistema Central. El espesor elástico efectivo es de 24 Km en las cuencas y de 18 Km en el Sistema Central. En estos cálculos no se tiene en cuenta los efectos de la topografía o del descenso del Moho. Ambos efectos pueden disminuir el valor del espesor elástico efectivo (Burov y Diament, 1995, Cloetingh y Burov, 1996)

El espesor elástico efectivo calculado a partir de los perfiles reológicos confirma el valor estimado a partir de la admitancia. Todo ello indica que el espesor efectivo de la litosfera del centro de la Península Ibérica debe alcanzar un valor mínimo de 15 Km. Este espesor es capaz de soportar la carga del Sistema Central, considerando una anchura de la cadena de 50 Km y una altitud media de 1200 m sin que se produzca una deflexión del Moho mayor de unos 2 Km. En estos cálculos no se contempla la existencia de heterogeneidades dentro de la corteza, factor que puede influir en el comportamiento reológico y que es difícil de tener en cuenta en este tipo de estimaciones.

9.4. CONCLUSIONES

El estudio de la estructura de la corteza del Sistema Central mediante la integración de datos estructurales y geofísicos ha permitido establecer la geometría en detalle de las estructuras de la cobertera en la zona norte de la cadena, y la geometría a escala regional de esta cadena en su zona central. Estas investigaciones han requerido la aplicación de diversos métodos, cuya bondad ha sido contrastada a lo largo de este trabajo.

De todo ello se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Conclusiones de carácter metodológico:

- A) La aplicación de los modelos de pliegues de propagación de falla con basamento implicado constituyen una buena herramienta para conocer la geometría de la falla asociada al pliegue. En esta zona, donde los afloramientos de la cobertera son en su mayor parte discontinuos, pueden aplicarse teniendo en cuenta que la geometría final calculada contiene un cierto grado de incertidumbre. No obstante, la utilización de varios modelos ha proporcionado unos resultados muy similares, por lo que parecen adecuados para abordar el problema de la geometría de pliegues y fallas donde la estructura haya sido en parte desmantelada.
- B) El mapa de anomalías de Bouguer es una gran fuente de información de la estructura de la corteza en el Centro Peninsular. Las técnicas de separación de las tendencias regional y residual basadas en el análisis espectral permiten no sólo obtener una imagen de la distribución de densidades en profundidad, sino que proporcionan valores de la profundidad media de las distintas discontinuidades corticales y su geometría. En estos cálculos, es fundamental tener en cuenta la relación entre superficie del área cubierta por el mapa de anomalías de Bouguer y la profundidad de las fuentes que se analizan.
- C) La modelización gravimétrica realizada a partir de modelos de densidad elaborados con la mayor cantidad de datos geológicos y geofísicos posibles,

constituye una herramienta fundamental en el estudio de la estructura cortical.

D) Los parámetros admitancia y coherencia, utilizados principalmente para extensas áreas continentales, presentan sus limitaciones cuando se aplican a áreas más pequeñas. En este caso, se han obtenido buenos resultados con el parámetro admitancia, mientras que la coherencia proporciona un alto nivel de indeterminación.

E) La gravimetría, técnica a veces tachada de ambigua, es un método que combinado con la mayor cantidad de datos geológicos y geofísicos posibles, proporciona modelos altamente coherentes con

- Conclusiones geológicas y geofísicas:

1. La cartografía del borde norte del Sistema Central, ha servido de base para el estudio y modelización de las estructuras de la cobertera. En muchos casos, las observaciones han obligado a realizar nuevas cartografías a partir de las ya publicadas.
2. Las estructuras de la cobertera son pliegues monoclinales de dirección NE-SO asociados a fallas que, por sus características, se han definido como pliegues de propagación de falla con basamento implicado. A partir de las relaciones geométricas establecidas para este tipo de estructuras y aplicando distintos modelos, se ha calculado un buzamiento de las fallas entre 35° y 60°, tanto hacia el SE como hacia el NO.
3. En aquellos casos en los que la estructura se ha podido restituir, los acortamientos para cada estructura individual de plegamiento varían entre un 7% y un 13% aproximadamente.
4. A partir de la toma de 2892 estaciones gravimétricas, se ha elaborado el mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio. La densidad de estaciones es de 0.12 estaciones por Km² y el error medio cuadrático es de ± 1.85 mGal. Para cada una de las estaciones, se ha obtenido el valor de la anomalía de Bouguer completa. La co-

rección topográfica se ha realizado hasta los 167 Km. El mapa obtenido se ha interpolado en una malla de 3 Km.

5. Se han recogido 101 muestras con objeto de conocer la densidad de las rocas aflorantes en el área de estudio. Estos datos han sido completados con otros de sondeos y de relación densidad-velocidad de ondas sísmicas. Estas últimas han proporcionado los valores de densidad de las distintas capas corticales y del manto.
6. El mapa de anomalías de Bouguer presenta dos mínimos relativos, correspondientes a las cuencas del Duero y del Tajo, y un máximo relativo asociado con el Sistema Central. Esta última unidad estructural aparece separada de las dos anteriores mediante dos fuertes gradientes de dirección NE-SW. Los mínimos y máximos relativos de menor longitud de onda, presentan una buena correlación con las estructuras observables en el mapa geológico de la zona, y están relacionados con estructuras geológicas representadas por cuerpos de distinta densidad, situadas preferentemente en la parte superior de la corteza y en su mayor parte, aflorantes.
7. El ajuste polinómico y el análisis espectral han permitido separar la tendencia regional y la tendencia residual. Los mapas de anomalía regional obtenidos por ambos métodos son muy similares, correspondiendo al polinomio de orden 2 en el ajuste polinómico y a la superficie armónica de orden 4 en el análisis espectral.
8. La representación del logaritmo del espectro de potencia frente a la frecuencia radial, muestra que existen dos discontinuidades principales en la litosfera, situadas a 30 Km y 6.5 Km de profundidad media. Estas corresponderían a las profundidades medias de las fuentes que generan las anomalías.
9. Los datos gravimétricos, sumados a los geológicos de superficie, valores de densidad y datos sísmicos y de sondeos, han permitido la elaboración de cinco modelos gravimétricos en $2 + 1/2D$, cuatro de ellos perpendiculares a la cadena y otro paralelo a la dirección de la misma. Los modelos muestran que el Sistema Central constituye un bloque cortical elevado a favor de dos fallas inversas de alto ángulo, en el cual la corteza superior adopta una geometría anticlinal. El Moho desciende un valor

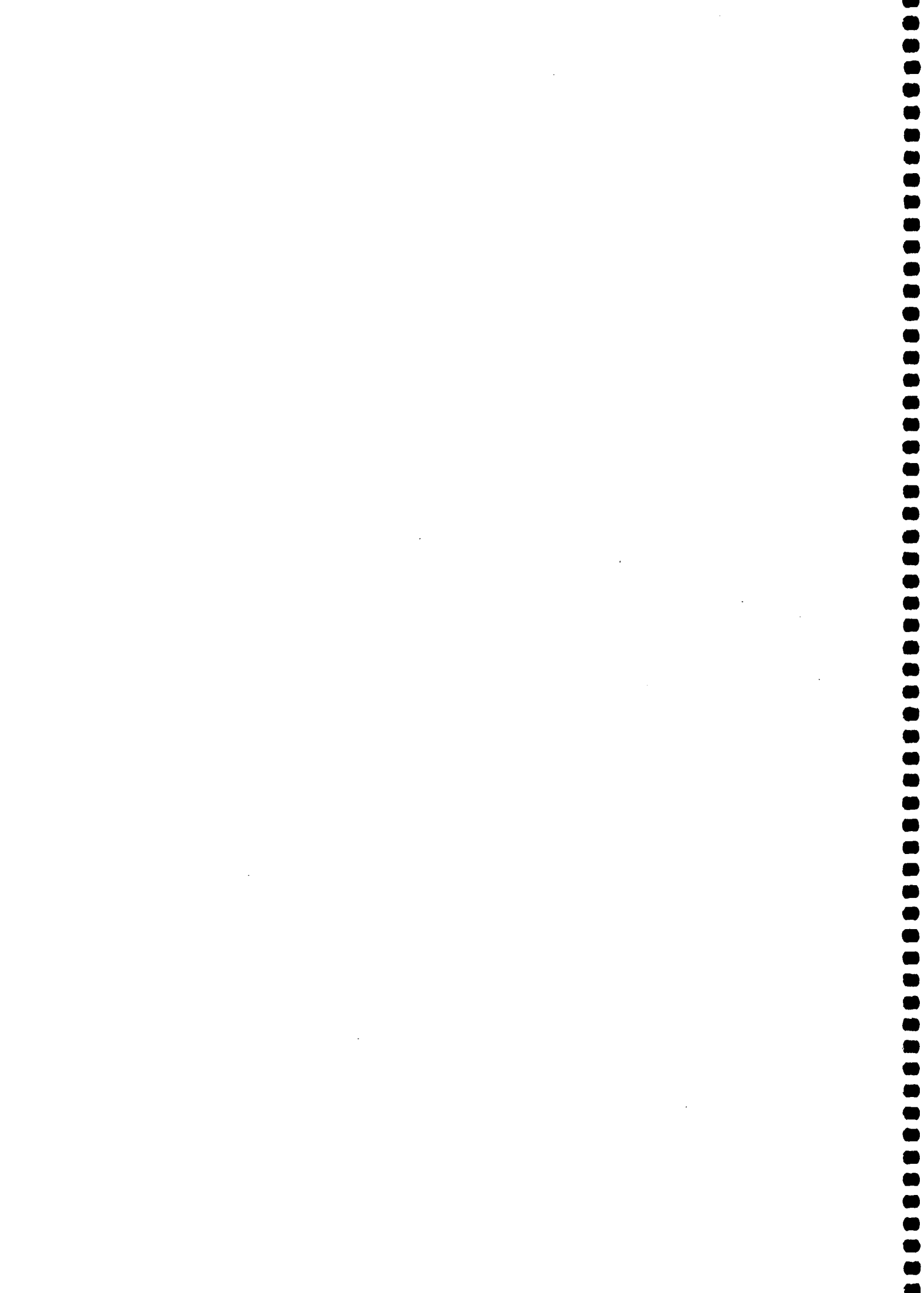
máximo de 1.5 Km por debajo de la cadena y la corteza media presenta un engrosamiento de 4 Km bajo el Sistema Central.

10. Los modelos gravimétricos han puesto de manifiesto la existencia en las cuencas del Duero y del Tajo de sendos depocentros adosados a los bordes del Sistema Central. En ellos, el espesor de sedimentos alcanza más de 3.000 m. Teniendo en cuenta la profundidad a la que se encuentra el basamento bajo estos depocentros, la componente vertical del salto de las fallas inversas que limitan el Sistema Central, es de unos 4.000 m.
11. En algunos casos, las superficies que limitan cuerpos de distinta densidad parecen haber canalizado la deformación alpina. Así, en la zona norte del Sistema Central, el plano que separa dos cuerpos de distinta naturaleza en el basamento se ha reactivado como una superficie de cabalgamiento en la que se enraízan los cabalgamientos y fallas inversas de esta zona, en el área comprendida entre Sepúlveda y Segovia.
12. A partir de modelos flexurales isostáticos, se ha calculado el Espesor Elástico Efectivo (EEE) de la litosfera mediante la relación de anomalías gravimétricas y topografía. El Espesor Elástico Efectivo mínimo calculado es de 15 Km, capaz de soportar el peso debido a la topografía del Sistema Central sin experimentar una importante deflexión en la base de la misma. Este hecho concuerda con los resultados obtenidos del análisis espectral e inversión de los datos gravimétricos.
13. Dado que estos valores presentaban una cierta incertidumbre, sobre todo con respecto al parámetro coherencia, los resultados han sido contrastados con el EEE calculado a partir de perfiles reológicos. Las estimaciones por este método muestran un valor del EEE de 20 Km, coherente con los obtenidos anteriormente.
14. La modelización gravimétrica no pone de manifiesto la existencia de superficies que puedan ser interpretadas como cabalgamientos intracorticales involucrados en el engrosamiento de la corteza. Es evidente que sólo en el caso de existir un contraste de densidad entre las láminas implicadas, esta estructura podría quedar patente en los modelos de densidades. Las fallas de los bordes presentan un alto ángulo, por lo

menos hasta los 10 Km de profundidad. A la vista de estos datos, no existen argumentos que justifiquen la existencia o inexistencia de un cabalgamiento cortical.



BIBLIOGRAFÍA



BIBLIOGRAFÍA

- AEROSERVICE, Ltd. (1964): "Mapa aeromagnético de la Cuenca del Duero". Fondo documental del ITGE.
- Águeda, J. A., Colmenero, J. R., Sánchez de la Torre, L., Goy, J. L. y Zazo, C. (1982): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Fontiveros (nº 480)*". ITGE. Madrid.
- Airy, G. B. (1855): "On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys". *Philos. Trans. R. Soc. London*, 145, pp. 101-104.
- Alberdi, M. T., Hoyos, M., Junco, F., López Martínez, N., Morales, J., Sesé, C. y Soria, M. D. (1984): "Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid area". *Paléobiologie continentale*. Montpellier, 14, pp. 47-68.
- Alía Medina, M. (1972): "Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la meseta espagnole". *24th Int. Congr. Sect.*, 3, pp. 265-272.
- Alía Medina, M. (1976): "Una Megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña". *Estudios Geol.*, 32, pp. 229-238.
- Alonso Zarza, A. M. (1989): "*Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de abanicos aluviales del Neógeno en el sector NE de la Cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales (Provincia de Guadalajara)*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 431 pp.
- Alonso Zarza, A. M., Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1989): "El Mioceno del margen NE de la cuenca de Madrid: Litoestratigrafía y sistemas deposicionales mayores". *XII Congreso Español de Sedimentología*, 1989, Comunicaciones, pp. 179-183.
- Alonso Zarza, A. M., Calvo, J. P., y García del Cura, M. A. (1990a): "Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (Provincia de Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, 46, pp. 415-432.
- Alonso Zarza, A. M., Calvo, J. P., García del Cura, M. A. y Hoyos, M. A. (1990b): "Los sistemas aluviales miocenos del borde noreste de la cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3(1-2), pp. 213-230.
- Alonso, A. (1981): "El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central)". *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 7. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 320 pp.
- Alonso, A. y Floquet, M. (1982): "Sedimentation et environnements au Turonien en Vieille Castille (Espagne): un modèle d'évolution en domaine de plateforme". *Entretiens Museum National d'Histoire Naturelle*, París, 1982.
- Alonso, A. y Mas, R. (1977): "Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrigena del Cretácico de la Sierra de Pradales (norte de la provincia de Segovia)". *Estudios geol.*, 33(6), pp. 517-523.
- Alonso, A. y Mas, R. (1982): "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central". *Cuadernos geol. Ibérica*, 8, pp. 145-166.

- Alonso, A. y Mas, R. (1990): "El Jurásico superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, pp. 173-198.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R. y Meléndez, A. (1989): "Origin and evolution of an epeiric carbonate platform. Upper Cretaceous. Spain". *XII Congreso Español de Sedimentología. Simposios y conferencias*, pp. 21-31.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R. y Meléndez, A. (1993): "Late Cretaceous carbonate platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain". En *Cretaceous Carbonate Platforms* (Ed. Simo, J. A. T. *Et al.*). A.A.P.G. Mem. Special. 56, pp. 297-313.
- Alonso, A., Floquet, M., Meléndez, A. y Salomon, J. (1982): "Capítulo 7: Cameros-Castilla". En *El Cretácico de España*. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp. 345-456.
- Alonso, J. L. y Teixell, A. (1992): "Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds". En: *Thrust Tectonics* (McClay, K. R. ed.), Chapman and Hall, Londres, pp. 175-180.
- Álvaro, M. (1987): "La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico". *Geogaceta*, 3, pp. 34-37.
- Andonaegui, P. (1990): "*Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 365 pp.
- Arenas, R., González Lodeiro, F. y Peinado, M. (1982): "La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, pp. 123-161.
- Arias Ordas, C. (1969): "Estudio estratigráfico y sedimentología del Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra". *Cuadernos Geol. Ibérica*, 1, pp. 309-333.
- Armenteros, I. (1986): "*Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero)*". Ediciones Diputación Salamanca, Serie Castilla y León, 1, 471 pp.
- Arribas, M. E. (1982): "Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector NO)". *Estudios Geológicos*, 38, pp. 27-41.
- Arribas, M. E. (1986a): "Petrología y análisis secuencial del Paleógeno del sector N de la cuenca del Tajo". *Cuad. Geol. Ibérica*, 10, pp. 295-334.
- Arribas, M. E. (1986b): "Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector N de la cuenca terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, 42, pp. 103-116.
- Arribas, J. y Arribas, M. E. (1991): "Petrographic evidence of different provenance in two alluvial fan systems (Paleogene of the northern Tajo Basin, Spain)". En *Developments in Sedimentary Provenance Studies* (Eds. Morton, A. C., Todd, S. P. y Haughton, P. D. W.). Geol. Soc. Spec. Publ., 57, pp. 263-271.
- Arthaud, F. y Matte, P. H. (1975): "Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation". *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- Babín, R. B. (1971): "Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico del Vellón". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69(2), pp. 5-27.

- Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sierra, J. y Ruiz de la Parte, E. (1981): "Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain)". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, pp. 779-789.
- Banks, R. J. y Swain, C. J. (1978): "The isostatic compensation of East Africa". *Proc. R. Soc. London Ser. A.*, 364, pp. 331-352.
- Banks, R. J., Parker, R. L. y Huestis, S. P. (1977): "Isostatic compensation on a continental scale: Local versus regional mechanisms". *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 51, pp. 431-452.
- Banks, C. J. y Warburton, J. (1991): "Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain". En: *Deformation and Plate Tectonics* (A. Pérez-Estaun y M. P. Coward Eds.), *Tectonophysics*, 191, pp. 275-289.
- Barbero, L. (1992): "*Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: el Complejo Anatéctico de Toledo*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 450 pp.
- Bard, J. P., Capdevila, R. y Matte, P. (1970): "Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et Guadarrama (Espagne Centrale)". *C. R. Acad. Sci. París*, D.270, pp. 2630-2633.
- Barrel, J. (1914): "The strength of the earth's crust, 8, Physical conditions controlling the nature of lithosphere and asthenosphere". *J. Geol.*, 22, pp. 425-443.
- Barton, P. J. (1986): "The relationship between seismic velocity and density in the continental crust – a useful constraint?". *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, pp. 195-208.
- Bechtel, T. D., Forsyth, D. W. y Swain, C. J. (1987): "Mechanisms of isostatic compensation in the vicinity of the East African Rift, Kenya". *Geophys. J.*, 90, pp. 445-465.
- Bellido, F. (1979): "*Estudio petrológico y geoquímico del plutón de La Cabrera*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 331 pp.
- Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J. M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): "Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector oriental del Sistema Central Español". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 15-51.
- Bellido, F., Casillas, R., Martín Parra, Del Olmo, A., De Pablo, J. G., Peinado, M. y Villaseca, C. (1990a): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de San Martín de Valdeiglesias (nº 557)*". ITGE. Madrid.
- Bellido, F., Casquet, C., Fúster, J. M., Martín Serrano, A., Del Olmo, A. y De Pablo, J. G. (1990b): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Cercedilla (nº 508)*". ITGE. Madrid.
- Bellido, F., Casquet, C., González Lodeiro, F., Martín Parra, L. M., Martínez Salanova, J., Navidad, M. y Del Olmo, A. (1990c): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Torrelaguna (nº 509)*". ITGE. Madrid.
- Bellido, F., Fúster, J. M., Martín Serrano, A., Navidad, M., Del Olmo, A., De Pablo, J. G. y Villaseca, C. (1990d): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de El Espinar (nº 507)*". ITGE. Madrid.
- Bellido, F., Casillas, R., Navidad, M., De Pablo, J. G. y Ruiz, M. T. (1991): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Las Navas del Marqués (nº 532)*". ITGE. Madrid.

- Berg, R. R.** (1962): "Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 56, pp. 2019-2032.
- Berg, R. R. y Romberg, F. E.** (1966): "Gravity profile across the Wind River Mountains, Wyoming". *Geological Society of America Bulletin*, 77, pp. 647-656.
- Bergamín, J. F., Casquet, C., Fúster, J. M., González Casado, J. M. y Peinado, M.** (1989): "La falla de Santa María la Real de Nieva. Un accidente extensional hercínico en el Sistema Central español. Interpretación geofísica y geológica". *Studia Geologica Salmanticensia*, 4, pp. 27-40.
- Bergamín, J. F. y Tejero, R.** (1994): "Interpretación de la estructura de la zona NE de la cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos". *Cuaderno Lab. Xeol. de Laxe*, 19, pp. 215-227.
- Bergamín, J. F., Tejero, R. y Pinto, V.** (1995): "Modelización gravimétrica en 2+1/2D y 3D en la zona nororiental de la Cuenca de Madrid". *Rev. Soc. Geol. España*, 8(3), pp. 251-259.
- Bergamín, J. F., De Vicente, G., Tejero, R., Sánchez, F., Gómez Ortiz, D., Muñoz, A. y Perucha, M. A.** (1996): "Cuantificación del desplazamiento dextroso alpino en la Cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos". *Geogaceta*, 20(4), pp. 917-920.
- Bergamín, J. F., Tejero, R., Gómez Ortiz, D., Perucha, M. A., Rey Moral, C. y Sánchez Serrano, F.** (1998): "Estudio de las discontinuidades corticales en el centro peninsular mediante el análisis espectral de datos gravimétricos". *I Asamblea Hispano-portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Comunicaciones (Publicado de CD-Rom).
- Birot, P. y Solé Sabaris, L.** (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. CSIC, Madrid. 87 pp.
- Blanco, J. y Merten, R.** (1974): "Mapa de isobatas para el techo del Paleozoico y base del Terciario en la Cuenca del Duero". Hispanoil.
- Boillot, G.** (1984): "Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees". *Geol. Mag.*, 121(5), pp. 407-412.
- Boillot, G. y Malod, J.** (1988): "The north and north-west Spanish continental margin: a review". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1(3-4), pp. 295-316.
- Brace, W.F., Kohlstedt, D.L.** (1980): "Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments". *Journal of Geophysical Research*, 85, pp. 6248-6252.
- Burov, E. B. y Diament, M.** (1995): "The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?". *Jour. of Geoph. Res.*, 100, B3, pp. 3905-3927.
- Cadavid, S., Corral, A. y Portero, J. L.** (1971): "Investigación estructural y geofísica en la región de Sepúlveda (Segovia)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69(2), pp. 145-174.
- Cadavid, S.** (1977): "Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical". *Bol. Geol. Min.*, 88(6), pp. 561-566.
- Calvo, J. P., Alonso Zarza, A. M. y García del Cura, M. A.** (1989): "Models of Miocene lacustrine sedimentation in response to varied source areas and depositional regimes in the Madrid basin, central Spain". *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 90, pp. 199-214.
- Capote, R.** (1971): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 289 pp.

- Capote, R. (1973): "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". *Boletín Geológico y Minero*, 84(6), pp. 426-437.
- Capote R. (1983): "La fracturación subsecuente a la Orogenia Hercínica". En *Libro Homenaje a J. M. Ríos, Geología de España* (Ed. Comba, J. A.). IGME, II, pp. 17-25.
- Capote, R. y Fernández Casals, M. J. (1971): "Esquistosidad y tectónica superpuesta en el paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (provincia de Ávila)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69(2), pp. 175-185.
- Capote, R. y Fernández Casals, M. J. (1975): "Las series anteordovícicas del Sistema Central". *Boletín Geológico y Minero*, 86(7), pp. 581-596.
- Capote, R. y Fernández Casals, M. J. (1981): "La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 455-469.
- Capote, R. y Vegas, R. (1968): "El Paleozoico de los alrededores de Ávila". *Estudios Geológicos*, 24, pp. 181-189.
- Capote, R., Fernández Casals, M. J., González Lodeiro, F. y Iglesias, M (1977): "El límite entre las zonas asturocidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central". *Boletín Geológico y Minero*, 88, pp. 517-520.
- Capote, R., González Casado, J. M. y De Vicente, G. (1987): "Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, pp. 305-314.
- Capote, R., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1990): "Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". *III Reunión de la Comisión de Tectónica. Soc. Geol. Esp.*, 140 pp.
- Carbó, A. y Capote, R. (1985): "Estructura actual de la corteza en el Sistema Central Español e implicaciones geotectónicas". *Rev. Real Acad. Cienc. Exact. Fisic. Nat.*, 79-4, pp. 625-633.
- Carey, S. W. (1962): "Folding". *Journal of Alberta Society Petroleum Geologist*, 10, pp. 95-144.
- Carreras, F. y Olivé, A. (1982): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Arévalo (nº 455)*". ITGE. Madrid.
- Carreras, F. y Olivé, A. (1982b): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Nava de Arévalo (nº 481)*". ITGE. Madrid.
- Carter, N.L., Tsenn, M.C. (1987): "Flow properties of continental lithosphere". *Tectonophysics* 136, pp. 27-63.
- Casillas, R. (1989): "*Las asociaciones plutónicas tardihercínicas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español, (Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias). Petrología, geoquímica, génesis y evolución*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 316 pp.
- Casillas, R. y Peinado, M. (1987): "Secuencias graníticas en el área de San Martín de Valdeiglesias (Sistema Central Español)". En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Eds. Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plata, M. y Rodríguez Alonso, M. D.). Editorial Rueda, Madrid, pp. 281-292.
- Casillas, R. y Peinado, M. (1988): "Geoquímica del magmatismo tardiorogénico hercínico de un sector

- de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". *Geociencias*, 3, pp. 35-43.
- Casillas, R., Peinado, M. y Brändle, J. L. (1989): "Génesis y evolución de la asociación calcoalcalina del sector occidental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". *Studia Geologica Salmanticensia*, 4, pp. 61-80.
- Casillas, R., Vialette, Y., Peinado, M., Duthou, J. L. y Pin, Ch. (1991): "Ages et caracteristiques isotopiques (Sr-Nd) des granitoïdes de la Sierra de Guadarrama occidentale (Espagne)". *Abstract Séance spécialisée de la Soc. Geol. De la France à la mémoire de Jean Lameyre. Granites océaniques et continentaux*.
- Casquet, C. (1986): "C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: The Berzosa Fault, Spanish Central System". *Jour. Met. Geol.*, 4, pp. 117-130.
- Casquet, C. y Navidad, M. (1986): "El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate". *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 79(4), pp. 523-548.
- Casquet, C., Fúster, J. M., González Casado, J. M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1988): "Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion". *European Science Foundation (Special Volume) Proceedings of the 5th Workshop*, pp. 65-76.
- CGS-IGME (1985): "Actualización de la síntesis del terciario continental de la Cuenca del Duero". IGME (inédito), 200 pp.
- Chakraborty, K. y Agarwal, B. N. P. (1992): "Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of the gravity field". *Geophysical Prospecting*, 41, pp. 801-822.
- Chen, W.P., Molnar, P. (1983): "Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere". *Journal of Geophysical Research*, 88, pp. 4183-4214.
- Chester, J. y Chester, F. (1990): "Fault-propagation folds above thrust with constant dip". *Journal of Structural Geology*, 12, pp. 903-910.
- Cloetingh, S., Burov, B.E. (1996): "Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates". *Geophys. J. Int.*, 124, pp. 695-723.
- Corchon, F. (1976): "Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara)". *Servicio Geológico, boletín núm 40, febrero 1976*, 189 pp.
- Corrales, I. (1982): "El Mioceno al sur del río Duero (sector occidental)". *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. Temas Geol. Mineral.*, 6, pp. 709-713.
- Corrales, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Pol, C. y Armenteros, I. (1978): "Las facies miocenas del sector sur de la cuenca del Duero". *VIII Congr. Nac. Sedim. Oviedo-León*.
- Corrochano, A., Carballeira, J., Pol, C. y Corrales, I. (1983): "Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19, pp. 187-199.
- Cortázar, D. (1890): "Descripción física y geológica de la provincia de Segovia". *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 17.
- D'Agostino, N. y McKenzie, D. (1999): "Convective support of long-wavelength topography in the Apennines (Italy)". *Terra Nova*, 11, pp. 234-238.

- Dahlstrom, C. D. A. (1969): "The upper detachment in concentric folding". *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17, pp. 326-346.
- Dañobeitia, J. J., Canales, J. P. y Dehghani, G.A. (1994): "An estimation of the elastic thickness of the lithosphere in the canary Archipelago using admittance function". *Geophys. Res. Lett.*, 21, pp. 2649-2652.
- Davis, J.C. (1973): *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley and Sons. 550 pp.
- De Bruijne, C.H., Andriessen, P.A.M. (1999): "Interplay of interplate processes in the Iberian Peninsula assessed by apatite fision trac analysis". *11th Meeting of the Association of European Geological Societies. Abstract*, pp 6.
- De Sitter, L. U. (1964): *Structural Geology*, 2nd ed.. Nueva York, McGraw-Hill, 551 pp.
- De Vicente, G. (1988): "Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Zona central (zona de Tamajón)". *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2, pp. 213-228.
- De Vicente, G. y González Casado, J. M. (Eds.) (1991): "*Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español*". III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España. 140 pp.
- De Vicente, G, González Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Rivas, A., Hernández Enrile, J.L., Giner, J., Sánchez Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992). "Alpine structure of the Spanish Central System". *Actas III Cong. Geol. de España*, 1, pp. 284-289.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Giner, J., Rodríguez Pascua, M. A., González Casado, J. M. y Calvo, J. P. (1994): "Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, pp. 175-190.
- De Vicente, G., González Casado, J. M., Muñoz, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. A. (1996): "Structure and tertiary evolution of the Madrid Basin". En *Tertiary basins of Spain* (Eds. Friend, P. y Dabrio, C), pp. 263-267.
- De Vicente, G., Giner, J. L., Muñoz, A., González Casado, J. M. y Lindo, R. (1996b): "Determination of the present day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain". *Tectonophysics*, 266(1-4), pp. 405-442.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M., Lindo, R. (1996c): "Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, central Spain". *Tectonophysics* 266, pp. 405-424.
- DeCelles, P. G., Gray, M. B., Ridgway, K. D., Cole, R. B., Srivastava, P., Pequera, N. Y Pivnik, D. A. (1991): "Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana". *Geological Society of America Bulletin*, 103, pp. 1458-1475.
- Del Olmo, A. y Martínez Salanova, J. (1989): "El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo". En *Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Terciario* (Ed. Dabrio, C.). Stvd. Geol. Salmanticensia, 5, pp. 55-69.
- Del Olmo, A., Álvaro, M., Bellido, F., Casquet, C., Fúster, J. M. y Martín, L. M. (1990): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de San Lorenzo de El Escorial (nº 533)*". ITGE. Madrid.

- Del Olmo, A., Arenas, R., Fúster, J. M., Pineda, A. y Villaseca, C. (1991a): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Turégano (nº 457)*". ITGE. Madrid.
- Del Olmo, A., Azor, A., Casquet, C., Martín Parra, L. M., Navidad, M., Peinado, M., Pineda, A., Villar, P. y Villaseca, C. (1991b): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja Prádena (nº 458)*". ITGE. Madrid.
- Del Olmo, A., Bellido, F., Casquet, C., Escuder, J., Klein, E., Navidad, M. y Peinado, M. (1991c): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Buitrago del Lozoya (nº 484)*". ITGE. Madrid.
- Del Olmo, A., Martínez Salanova, J. y Martín Parra, L. M. (1991d): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Valverde del Majano (nº 482)*". ITGE. Madrid.
- Díaz de Neira, J. A., Cabra, P. y López Olmedo, F. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja Cantalejo (nº 430)*". ITGE. Madrid.
- Díaz de Neira, J. A., Muñoz del Real, J. L., Cabra, P., López Olmedo y Lendínez, A. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Olombrada (nº 402)*". ITGE. Madrid.
- Díez Balda, M. A., Carballeira, J., Corrochano, A. y Pol, C. (1982): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Peñaranda de Braçamonte (nº 479)*". ITGE. Madrid.
- Díez Balda, M., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990): "Central-Iberian Zone: Structure". En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Eds. Dallmeyer, R. D. y Martínez García, E.). Springer-Verlag, Berlín, pp. 172-188.
- Díez Montes, A. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Piedrahita (nº 554)*". ITGE. Madrid.
- Dimitriadis, K., Tselentis, G. A. y Thanassoulas, K. (1987): "A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. *Computers & Geoscience*, 13(5), pp. 549-560.
- Doblas, M., Capote, R. y Casquet, C. (1983): "Fenómenos de cizalla en los granitoides de la sierra de San Vicente (Sierra de Gredos)". *Stvd. Geol. Salm.*, 18, Núm. extra., pp. 27-38.
- Doblas, M. (1991): "Late hercynian extensional and transcurrent tectonics in central iberia". *Tectonophysics*, 191, pp. 325-334.
- Dorman, L. M. y Lewis, B. T. R. (1970): "Experimental Isostasy. 1. Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load". *Journal of Geophysical Research*, 75(12), pp. 3357-3365.
- Elliot, D. (1983): "The construction of balanced cross sections". *Journal of Structural Geology*, 5, 101 pp.
- ENRESA (1987): "Proyecto IFA. Inventario nacional de las formaciones geológicas favorables para el almacenamiento de residuos radiactivos de alta actividad. Cuenca del Duero". *Recopilación de sondeos*.
- Erslev, E. A. (1991): "Trishear fault-propagation folding". *Geology*, 19, pp. 617-620.

- Erslev, E. A. y Mayborn, K. R. (1997): "Multiple geometries and modes of fault-propagation folding in the Canadian thrust belt". *Journal of Structural Geology*, 19(3-4), pp. 321-335.
- Erslev, E. A. y Rogers, J. L. (1993): "Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds". En *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States* (Schmidt, C. J., Chase, R. y Erslev, E., eds.). Geological Society of America Special Paper 280, pp. 125-146.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R. y Martínez Catalán, J. R. (1994): "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Torme Gneissic Dome (NW Salamanca Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238, pp.117-138.
- Escuder, J. y Valverde, P. (1999): "Modelización termal en 2-D del metamorfismo de baja-P/alta-T asociado a la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza (zona Centro-Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 12(2), pp. 215-228.
- Escuder, J., Hernáiz, P. P., Valverde, P., Rodríguez, L. R. y Dunning, G. (1996): "Evolución microestructural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de baja P/Alta T sobre una secuencia Barroviense". *Geogaceta*, 20(4), pp. 879-882.
- Escuder, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R., Dunning, G. (1997): "Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain)." *Tectonophysics*, 242, pp. 56-82.
- Fernández Carrasco, J., Hernández Samaniego, A., Olivé, A., Carreras, F. J. y Capote, R. (1982): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Mirueña de los Infantes (nº 505)*". ITGE. Madrid.
- Fernández Casals, M. J. (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 305 pp.
- Fernández Casals, M. J. (1979): "Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central)". *Estudios Geológicos*, 35, pp. 169-191.
- Fernández Casals, M. J. y Capote, R. (1970): "La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya". *Bol. Geol. Min.*, 81, pp. 562-568.
- Fernández Casals, M. J. y Gutiérrez Marco, J. C. (1985): "Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central". *Rev. Real Acad. CC. Exactas, Físicas y Naturales*, 79, pp. 487-509.
- Fernández López, S. y Gómez, J. J. (1990): "Facies aalenienses y bajocienses, con evidencias de carstificación, en el sector central de la Cuenca Ibérica. Implicaciones paleogeográficas". *Cuad. Geol. Ibérica*, 3, pp. 14-67.
- Fernández Navarro, L. (1897): "Excursión por el terreno cretáceo de los alrededores de Segovia". *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26, pp. 91-99.
- Fernández Rodríguez, C. (1990): *Estudio de los procesos de deformación en la zona de cizalla de Hien-delaencina (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 520

pp.

- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., Ramalho, E.** (1998): "Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula". *Tectonophysics*, 219, pp. 29-53.
- Fernández Ruiz, J., Herreros, V., Lillo, J., López Sopena, F. y Olivé, A.** (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Navatargordo (nº 555)*". ITGE. Madrid.
- Fischer, M. P., Woodward, N. B. y Mitchell, M. M.** (1992): "The kinematics of break-thrust folds". *Journal of Structural Geology*, 14, pp. 451-460.
- Fisher, D. M. y Anastasio, D. J.** (1994): "Kinematic analysis of a large-scale leading edge fold. Lost River Range, Idaho". *Journal of Structural Geology*, 16, pp. 337-354.
- Floquet, M.** (1978): "La sédimentation carbonatée au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne): Exemple d'évolution sur une plateforme stable". *6º Rast Orsay*, 1978, p. 165.
- Forsyth, D. W.** (1985): "Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere". *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 12623-12632.
- Fúster, J. M., Aparicio, A., Casquet, C., García Cacho, C., Mora, A. y Peinado, M.** (1974): "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.*, 85, pp. 595-600.
- Fúster, J. M. y Rubio, J. I.** (1980): "El afloramiento granodiorítico-tonalítico de La Ventosilla (Guadarrama Central)". *Boletín Geológico y Minero*, 91, pp. 494-502.
- Fúster, J. M. y Villaseca, C.** (1987): "El complejo plutónico tardihercínico del Sistema Central Español". En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Eds. Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plata, M. y Rodríguez Alonso, M. D.). Editorial Rueda, Madrid, pp. 27-35.
- García Abdeslem, J.** (1995): "Inversion of the power spectrum from gravity anomalies of prismatic bodies". *Geophysics*, 60(6), pp. 1698-1703.
- García Cacho, C.** (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 319 pp.
- García Cortés, A., Torres, T., Mansilla, H. y Quintero, I.** (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Maderuelo (nº 403)*". ITGE. Madrid.
- García, A., Segura, M., García Hidalgo, J. F., Ruiz, G., Gil, J. y Carenas, B.** (1996): "Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turonense medio) en la Codillera Ibérica central y el Sistema Central meridional". *Geogaceta*, 20(1), pp. 119-122.
- García, A., García Hidalgo, J. F., Segura, M., Gil, J., Carenas, B. y Ruiz, G.** (1996b): "Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turonense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central)". *Geogaceta*, 20(1), pp. 123-126.

- Garzón, G. y López, N. (1978): "Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central". *Estudios Geológicos*, 34, pp. 574-578.
- Garzón, G., Pedraza, J. y Ubanell, A. (1982): "Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama)". *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat. de Madrid*, 76, pp. 475-496.
- Garzón, G., Ubanell, A. y Rosales, F. (1981): "Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Amblés (Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 655-665.
- Gasquet, C. y Witomski, P. (1990): *Analyse de Fourier et applications*. Masson, París. 354 pp.
- Gil, J., García, A. y Segura, M. (1993): "Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central". *Geogaceta*, 13, pp. 43-45.
- Giner, J. L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 250 pp.
- GM-SYS v. 6.1 (1992): "Paquete informático de tratamiento de datos gravimétricos". *Northwest Geophysical Associates, Inc.* P.O. Box 1063. Corvallis, OR 97339, USA.
- Gómez Ortiz, D. (1998): "FOURIER. Programa para el cálculo análisis espectral uni y bidimensional de un conjunto de datos previamente interpolados" (inédito).
- Gómez Ortiz, D. (2000): "RADIAL. Programa para el cálculo del espectro radial a partir de un espectro de amplitudes bidimensional" (inédito).
- González Casado, J. M. (1987): "*Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 309 pp.
- González Casado, J. M. y Casquet, C. (1988): "Estructuras distensivas y procesos metamórficos asociados en la Zona de Cizalla de Berzosa". *Geogaceta*, 4, pp. 5-6.
- González Lodeiro, F. (1980): "*Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 334 pp.
- González Lodeiro, F. (1981): "La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 535-545.
- González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R., Macaya, J. y Álvarez, F. (1988): "Sobre la estructura del antiforame del Cardoso y el sinforme de Majaelrayo y su relación con la falla de Berzosa". *Geogaceta*, 4, pp. 11-14.
- Goy, A. y Suárez Vega, L. C. (1983): "El Jurásico". En *Libro Homenaje a J. M. Ríos, Geología de España* (Ed. Comba, J. A.). IGME, II, pp. 62-79.
- Gries, R. (1983): "Oil and gas prospection beneath the Precambrian of foreland thrust plates in the Rocky Mountains". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 67, pp. 1-26.
- Gries, R. y Dyer, R. C. (1985): *Seismic exploration of the Rocky Mountain Region*. Rocky Mountain Association of Geologists and Denver Geophysical Society, Denver, 299 pp.
- Gunn, R. (1943): "A quantitative evaluation of the influence of the lithosphere on the anomalies of gravity". *J. Franklin Inst.*, 236, pp. 373-396.
- Gupta, V.K. y Ramani, N. (1980): Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, 45(9), pp. 1412-1426.

- Gutiérrez Marco, J. C., San José, M. A. y Pieren, A. P. (1990): "Central Iberian Zone. Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy". En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Eds. Dallmeyer, R. D. y Martínez García, E.). Springer-Verlag, Berlín, pp. 160-171.
- Hamann, W. y Schmidt, K. (1972): "Eine Llandeilo-Fauna aus der Östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien)". *N. Jb. Geol. Paläont.*, 5, pp. 294-299.
- Hammer, S. (1939): "Terrain corrections for gravimeter stations". *Geophysics*, 4, pp. 184-194.
- Hayford, J. F. y Bowie, W. (1912): "The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity". *U. S. Coast Geod. Surv. Spec. Publ.* 10.
- Heiskanen, W. A. y Vening Meinesz, F. A. (1958): "*The Earth and its gravity field*". McGraw-Hill Book Co., Inc.
- Hennings, P. H. y Spang, J. H. (1987): "Sequential development of Dry Fork Ridge anticline, northeastern Bighorn Mountains, Wyoming and Montana". *University of Wyoming Contributions to Geology*, 25, pp. 73-93.
- Hernáiz Huerta, P. P., López Olmedo, F. y Cabra, P. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Riaza (nº 432)*". ITGE. Madrid.
- Hernáiz, P. P., Escuder, J., Rodríguez, L. R., Valverde, P. Y Dunning, G. (1996): "Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20(4), pp. 875-878.
- Hernández Pacheco, E. (1923): "Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica". *Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congreso de Salamanca*, t. 2, pp. 119-135.
- Hernández Samaniego, A., Fernández Carrasco, J., Carreras, F. J. y Olivé, A. (1982): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Cardenera (nº 506)*". ITGE. Madrid.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casa, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., Lucini, M. (2000): "The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula". *Tectonics* 19 (4), pp. 762-786.
- Hossack, J. (1979): "The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review". *Journal of the Geological Society of London*, 136, pp. 705-711.
- Hudson, F. S. (1955): "Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 39, pp. 2038-2052.
- Huertas, M. J. (1990): "*Las asociaciones filonianas tardihercínicas en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 335 pp.
- Huertas, M. J., Villaseca, C. y Fúster, J. M. (en prensa): "Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du Système Central Espagnol". *Eur. J. Mineral.*
- Ibarrola, E. Villaseca, C. Vialette, Y., Fúster, J. M., Navidad, M., Peinado, M y Casquet, C. (1987): "Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Eds. Bea, F., Carnicero, A.,

- Gonzalo, J. C., López Plata, M. y Rodríguez Alonso, M. D.). Editorial Rueda, Madrid, pp. 377-383.
- I.G.M.E. (1974): "Sondeo de Campaspero". Fondo documental del ITGE.
- I.G.M.E. (1987): "*Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*". IGME, 465 pp.
- I.G.M.E.-AITEMIN (1982): "Norma gravimétrica española". Inédito, I.G.M.E. PNÉ 22-611.
- I.G.N. (1975): "Línea de calibración Santander-Málaga". Madrid, 63 pp.
- I.G.N. (1975): "Red de bases gravimétricas de España". Madrid, 91 pp.
- ILIHA DSS Group (1993): "A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula". *Tectonophysics*, 221(1), pp. 35-51.
- Introcaso, A. (coordinador) (2000): "*Gravimetría, sus aplicaciones tectónicas*". X Curso Internacional de Posgrado. San Juan, Argentina, Junio de 2000.
- I.T.G.E. (1990): "*Documentación sobre la geología del subsuelo de España. Tomo V (Duero-Almazán)*". Informe interno número 29040.
- Jamison, W. R. (1987): "Geometric analysis of fold development in overthrust terranes". *Journal of Structural Geology*, 9, pp. 207-219.
- Jiménez Fuentes, E. y García Marcos, J. M. (1980): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja Fuentesauco (nº 426)*". ITGE. Madrid.
- Julivert, M. (1983): "Los tiempos precámbricos y paleozoicos. En *Libro Homenaje a J. M. Ríos, Geología de España* (Ed. Comba, J. A.). IGME, I, pp. 59-71.
- Julivert, M., Fontboté, J., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): "*Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:100.000*". I.G.M.E., 113 pp.
- Junco, F. y Calvo, J. P. (1983): "La Cuenca de Madrid" En *Libro Homenaje a J. M. Ríos, Geología de España* (Ed. Comba, J. A.). IGME, II, pp. 534-543.
- Kane, M. F. (1962): "A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer". *Geophysics*, 27(4), pp. 455-462.
- Lachenbruch, A.H. (1970): "Crustal temperature and heat production: implication of the linear heat flow relations". *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 3291-3300.
- Lagarde, J. L., Capdevila, R. y Fourcade, S. (1992): "Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne". *Bull. Soc. Geol. France*, 163, pp. 597-610.
- Leguey, S., Casas, I., Medina, J. A. y Hoyos, M. A. (1976): "Estudio mineralógico de las calizas cristalinas del puerto de Somosierra (Provincia de Segovia)". *Bol. Geol. Min.*, 87, pp. 528-537.
- Leguey, S., Martín De Vidales, J. y Casas, I. (1984): "Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits located in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain)". En: Paligorskite-Sepiolite. Ocurrences, Genesis and Uses. (A. Singer y E. Galan Eds.). *Developments in Sedimentology*. Ed. Elsevier, 37, pp. 149-158.
- Lendínez, A., Muñoz del Real, J. L. y Cabra, P. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja Navas de Oro (nº 429)*". ITGE. Madrid.

- Lewis, B. T. R. y Dorman, L. M. (1970): "Experimental Isostasy. 2. An isostatic model for the U.S.A. derived from gravity and topographic data". *J. Geophys. Res.*, 75(12), pp. 3367-3386.
- Longman, I. M. (1959): "Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun". *Journal of Geophysical Research*, 64(12), pp. 2351-2355.
- López Olmedo, F., Díaz de Neira, J. A., Hernáiz Huerta, P. P. y Cabra, P. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Sepúlveda (nº 431)*". ITGE. Madrid.
- López Olmedo, F., Enrile, A. y Cabra, P. (1997): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Peñafiel (nº 374)*". ITGE. Madrid.
- López Ruiz, S., Aparicio, A. y García Cacho, C. (1975): "El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español". *Mem. I.G.M.E.*, 86, pp. 1-127.
- López Sopena, F., Lillo, J., Herreros, V. y Olivé, A. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Navaluenga (nº 556)*". ITGE. Madrid.
- Lotze, F. (1929): "Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". *Beit. Z. Geol. d. West. Medit. Gebiete*, nº 3. (Traducido en *Publ. Extr. Geol. España*, t. 8, CSIC 1954-55).
- Lotze, F. (1945): "Zur gleiderung der variscian der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch*, 6, pp. 78-92.
- Louden, K. E. y Forsyth, D. W. (1982): "Crustal structure and isostatic compensation near the Kane fracture zone from topography and gravity measurements. I, Spectral analysis approach". *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 68, pp. 725-750.
- Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J. R. y Álvarez, F. (1991): "Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain". *Tectonophysics*, 191, pp. 291-309.
- Martín Escorza, C. (1980): "Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena al este de Villacastín (Cuenca del Duero-Cordillera Central)". *Estudios Geológicos*, 36, pp. 409-412.
- Martín Parra, L. M., Martínez Salanova, J. y Moreno, F. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Vadillo de la Sierra (nº 530)*". ITGE. Madrid.
- Martín Parra, L. M., Martínez Salanova, J. y Moreno, F. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Ávila de los Caballeros (nº 531)*". ITGE. Madrid.
- Martín Serrano, A. (1991): "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo Hespérico en el marco de la geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4, pp. 337-351.
- Martín Serrano, A., Santisteban, J. J. y Mediavilla, R. (1996): "Tertiary of Central System Basins". En *Tertiary Basins of Spain* (Eds. Friend, P. y Dabrio, C), pp. 255-260.
- Martínez Salanova, Del Olmo, A., Pedraza, J., Arenas, R., Fúster, J. M., y Villaseca, C. (1991b): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Segovia (nº 483)*". ITGE. Madrid.

- Martínez Salanova, J., Álvarez, F., Casquet, C., Fúster, J. M., Martín Parra, L. M. y Peinado, M. (1991): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Nava de la Asunción (nº 456)". ITGE. Madrid.
- McConnell, D. A. (1992): "Folding above faults, Rocky Mountains". *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 24(7), p. A184.
- McConnell, D. A. (1994): "Fixed-hinge, basement-involved fault-propagation folds, Wyoming". *Geological Society of America Bulletin*, 106, pp. 1583-1593.
- McKenzie, D.P. y Bowin, C. (1976): "The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean". *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 1903-1915.
- McNutt, M. K. (1983): "Influence of plate subduction on isostatic compensation in northern California". *Tectonics*, 2, pp. 399-415.
- McNutt, M. K., Diament, M. y Kogan, M. G. (1988): "Variations of elastic plate thickness at continental thrust belts". *J. Geophys. Res.*, 93, pp. 8825-8838.
- Mediavilla, R., Dabrio, C., Martín Serrano, A. y Santisteban, J. I. (1996): "Lacustrine neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls". En *Tertiary Basins of Spain* (Eds. Friend, P. y Dabrio, C), pp. 228-236.
- Megías, A. G. (1982): "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas*, 1, pp. 385-402.
- Mezcua, J., Gil, A., y Benarroch, R. (1996). *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geográfico Nacional. 7 pp. Madrid.
- Miller, E. W. y Lageson, D. R. (1993): "Influence of basement foliation attitude on geometry of Laramide basement deformation, south Bridger Range and northern Gallatin Range, Montana". En: *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States* (Schmidt, C. J., Chase, R. B. y Erslev, E. A., eds.). Geological Society of America Special Paper 280, pp. 73-88.
- Mingarro, F. y López Azcona, M. C. (1974): "Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia". *Estudios geol.* 30 (4-5-6), pp. 569-578.
- Mingarro, F. y López Azcona, M. C. (1975): "Estudio de la fracción arcillosa contenida en las rocas carbonáticas del Cretácico superior de la provincia de Segovia". *Estudios geol.*, 31 (5-6), pp. 531-542.
- Mishra, D. C. y Naidu, P. S. (1974) : Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 22 , pp. 345-353.
- Mitra, S y Mount, Van S. (1998): "Foreland basement-involved structures". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 82, pp. 70-109.
- Mitra, S. (1990): "Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 74, pp. 921-945
- Mitra, S. (1993): "Geometry and kinematic evolution of inversion structures". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 77, pp. 1159-1191.
- Mount, V. S., Suppe, J. y Hook, S. C. (1990): "A forward modelling strategy for balancing cross sections". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 74(5), pp. 521-531.

- Muñoz del Real, J. L., Lendínez, A. y Cabra, P. (en edición): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja Cuéllar (nº 401)". ITGE. Madrid.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sánchez Moya, I. (1995): "Caracterización de las unidades litoestratigráficas del Triásico en el subsuelo del terciario noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes". *Cuad. Geol. Ibérica*, 19, pp. 129-171.
- Nafe, J. E. y Drake, C. L. (1957): "Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves". *Geophysics*, 22, ``. 523-552.
- Narr, W. (1993): "Deformation of basement in basement-involved, compressive structures". En *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States* (Schmidt, C. J., Chase, R. y Erslev, E., eds.). Geological Society of America Special Paper 280, pp. 107-124.
- Narr, W. y Suppe, J. (1989): "Kinematics of low-temperature, basement-involved compressive structures". *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 21(6), p. A137.
- Narr, W. y Suppe, J. (1994): "Kinematics of basement-involved compressive structures". *American Journal of Science*, 294, pp. 802-860.
- Nodal, M. T. y Águeda, J. A. (1976): "Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la cuenca del Tajo". *Estudios geol.*, 32, pp. 115-120.
- Oldenburg, D. W. (1974): The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4), pp. 526-536.
- Olmo Sanz, A. y Martínez Salanova, J. (1989): "El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo". *Stv. Geol. Salmanticensia*, 5, pp. 55-69.
- Parker, R. L. (1972): The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 31, pp. 447-455.
- Pawlowski, R. S. (1994): "Green's equivalent-layer concept in gravity band-pass filter design". *Geophysics*, 59(1), pp. 69-76.
- Payo, G. (1970): "Structure of the Crust and Upper Mantle in the Iberian Shield by Means of a Long Period Triangular Array". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 20, pp. 493-508.
- Pedersen, L. B. (1991): Relations between potential fields and some equivalent sources. *Geophysics*, 56, pp. 961-971.
- Pedraza, J. (1978): "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 540 pp.
- Pérez Aguado, E. (1995): *Interpretación de ondas P y S en la Meseta Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 88 pp. (inérita).
- Pérez Arlucea, M. (1991): "Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 4(1-2), pp. 143-164.

- Pérez Mazarío, F. (1989): "Estudio sedimentológico de la unidad superior del Pérmico del borde NE del Sistema Central". *XII Congreso Español de Sedimentología. Comunicaciones*, pp. 39-42.
- Pérez Soba, C. (1991): "Petrología y geoquímica del Macizo granítico de La Pedriza". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 225 pp.
- Picart, J. y Wouters, P. (1997): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Quintanilla de Onésimo (nº 373)". ITGE. Madrid.
- Plouff, D. (1977) A FORTRAN program to compute gravity terrain corrections based on topography digitized on a geographic grid. *U. S. Geological Survey Open File Rep.*, 77-535, 45 pp.
- Pol, C., Corrales, I., Corrochano, A. y Carballeira, J. (1977): "Las facies detríticas del Mioceno del sector sur de la Cuenca del Duero". *VIII Congr. Nac. Sedim.* Oviedo-León.
- Portero, J. M. y Aznar, J. M. (1984): "Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". *I Congr. Esp. Geol.*, 3, pp. 253-263.
- Portero, J. M. y Del Olmo, P. (1982): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Portillo (nº 400)". ITGE. Madrid.
- Portero, J. M., Cancer, G., Peinado, M., Casquet, C., Villaseca, C. y Pérez González, A. (1990): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Majadahonda (nº 558)". ITGE. Madrid.
- Portero, J. M., Carreras, F., Olivé, A. y Del Olmo, P. (1982): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja Olmedo (nº 428)". ITGE. Madrid.
- Portero, J. M., Del Olmo, P. y Ramírez, J. (1979): "Síntesis del terciario continental de la Cuenca del Duero". *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero (Salamanca). Temas Geológico Mineros*, 4. IGME.
- Portero, J. M., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J. y Vargas, I. (1982): "Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero". *Temas Geológico Mineros*, 6, pp. 11-37.
- Portero, J. M., Díaz Molina, M., González Lodeiro, F., Pérez González, A., Gallardo, J., Aguilar, M. J. y Leal, M. C. (1991): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2º Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Valdepeñas de la Sierra (nº 485)". ITGE. Madrid.
- Pratt, J. H. (1855): "On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond them upon the plumb-line in India". *Philos. Trans. R. Soc. London*, 145, pp. 53-100.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group. (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the Western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Querol, R. (1989): "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". E.T.S.I. Minas de Madrid (Dpto. de Ingeniería Geológica), 48 pp.
- Racero, A. (1988): "Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NO de la cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos de subsuelo". *II Congreso Geológico de España*, Granada.
- Ramos, A. y Sopena, A. (1976): "Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara)". *Estudios geol.*, 32, pp. 61-76.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, Nueva York. 568 pp.

- Ranalli, G., Murphy, D.C. (1987): "Rheological stratification of the lithosphere". *Tectonophysics*, 132, pp. 281-295.
- Ranalli, G. (1997): "Rheology of the lithosphere in space and time". En: Burg, J.P. and Ford, M. (eds), *Orogeny Through Time*, Geological Society Special Publication, 121, pp. 19-37.
- Rasmussen, R. y Pedersen, L. B. (1979): "End corrections in potential field modeling". *Geophysical Prospecting*, 27, pp. 749-760.
- Rat, P. (1988): "The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates, some facts but still many problems". *Rev. Soc. Geol. España*, 1(3-4), pp. 327-348.
- Regan, R. D. y Hinze, W. J. (1976): "The effect of finite data length in the spectral analysis of ideal gravity anomalies". *Geophysics*, 41 (1), pp. 44-55.
- Rey, D. y Ramos, A. (1991): "Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Castejón (Soria)". *Rev. Soc. Geol. España*, 4(1-2), pp. 105-125.
- Rey Moral, C., Tejero López, R. y Gómez Ortiz, D. (1998): "Estudio de la estructura de la cuenca de Almazán a partir de datos geofísicos". *Geogaceta*, 24, pp. 259-262.
- Riba, O. (1976a): "Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation". *Soc. Geol.* 15, pp. 213-233.
- Riba, O. (1976b): "Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes". *Bull. Bur. Rech. Géol. Mineral.*, 2e sér., Sect. 1, 4, pp. 383-401.
- Rich, J. L. (1934): "Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 18, pp. 1584-1596.
- Rodríguez Aranda, J. P. (1995): "*Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 474 pp.
- Rosales, F. Y Ubanell, A. (1979): "Localización geofísica del dique de Alentejo-Plasencia en la Cuenca del Duero". *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca, pp. 529-536.
- San José, M. A., Pieren, A. P., García Hidalgo, J. F., Herranz, P., Peláez, J. R. y Perejón, A. (1990): "Central Iberian Zone. Anteordovician Stratigraphy". En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Eds. Dallmeyer, R. D. y Martínez García, E.). Springer-Verlag, Berlín, pp. 147-159.
- Sánchez Carretero, R., Contreras, E., Martín Herrero, D. y Klein, E. (en edición): "*Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja de Santa María del Berrocal (nº 529)*". ITGE. Madrid.
- Sánchez Serrano, F. (1991): "*Análisis de la deformación alpina en el borde Sur-oriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid, 198 pp. (inédita).
- Sánchez Serrano, F. (2000): "*Análisis de la topografía y deformaciones recientes en el centro de la Península Ibérica*". Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 202 pp. (inédita).
- Sánchez Serrano, F., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1993): "Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central español (Zona de Tamajón, Guadalajara)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, pp. 7-14.

- Santisteban, J. I., Martín Serrano, A. y Mediavilla, R. (1991): "El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: Nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación". En *Libro Homenaje a Oriol Riba* (Ed. Colombo, F.). Acta Geol. Hisp., 26(2), pp. 133-148.
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Martín Serrano, A. y Dabrio, C. (1996): "The Duero Basin: a general overview". En *Tertiary basins of Spain* (Eds. Friend, P. y Dabrio, C), pp. 183-187.
- Schafer, G. (1969): "Geologie und petrographie in östlichen Kastilchen Hamptscheidebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)". *Münster Forsch. Z. Geol. Und Paläont.*, 10, pp. 1-207.
- Schermerhorn, L. J. G., Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. y Verschure, R. H. (1978): "Age and origin of the Messejana dolerite fault dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean". *J. Geol.*, 86, pp. 299-309.
- Schmidt, C. J., Genovese, P. W. y Chase, R. B. (1993): "Role of basement fabric and cover-rock lithology on the geometry and kinematics of twelve folds in the Rocky Mountain foreland". En *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States* (Schmidt, C. J., Chase, R. B. y Erslev, E. A., eds.), Geological Society of America Special Paper 280, pp. 1-44.
- Schroeder, E. (1930): "Das Grenzgebete von Guadarrama und Hesperischen Ketten". *Sond. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl.*, N.F. 16(3), pp. 689-748. (Traducido en *Publ. Extr. Geol. España*, t. 4, pp. 234-295, 1948).
- Sell, I., Poupeau, G., Casquet, C., Galindo, C., y González Casado, J.M. (1995): "Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza- La Cabrera (Sierra de Guadarrama, SCE): Potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos." *Geogaceta*, 18, pp. 23-26.
- Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L. G. y Portugal Ferreira, M. (1987): "Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico". En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Eds. Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plata, M. y Rodríguez Alonso, M. D.). Editorial Rueda, Madrid, pp. 69-86.
- SHELL (1983): *Informe del sondeo Baidés-I*.
- Sibson, R.H. (1974): "Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults". *Nature* 249, pp. 542-544.
- Sibson, R.H. (1982): "Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, pp. b151-163.
- SIEMCALSA (1997): "Mapa Geológico y Minero de Castilla y León". Escala 1:400.000. Junta de Castilla y León. Memoria, 459 pp.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C., Blakely, R. J. y Saltus, R. W. (1986): "A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies". *J. Geophys. Res.*, 91, pp. 8348-8372.
- Smithson, S. B., Brewer, J., Kaufman, S. y Oliver, J. (1978): "Nature of the Wind River thrust, Wyoming, from COCORP deep-reflection data and from gravity data". *Geology*, 6, pp. 648-652.
- Soers, E. (1972): "Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama". *Studia Geologica*, Universidad de Salamanca, 4, pp. 7-88.
- Sommer, W. (1965): "Stratigraphie und Tektonik im Östlichen Guadarrama-Gebirge (Spanien)". *Münst.*

- Forsch. Geol. Paläont.*, 1, pp. 1-159.
- Sopeña, A. (1979): "Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara". *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 5, 329 pp.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): "Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula". En *Triassic-Jurassic Rifting* (Ed. Manspeizer, W.). *Developments in Geotectonics* 22, cap. 31, pp. 757-786.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1983): "El Triásico". En *Libro Homenaje a J. M. Ríos, Geología de España* (Ed. Comba, J. A.). IGME, II, pp. 49-60.
- Sopeña, A., Virgili, C., Hernando, S. y Ramos, A. (1977): "Pérmico continental en España". *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 11-34.
- Spang, J. H. y Evans, J. P. (1988): "Geometrical and mechanical constraints on basement-involved thrusts in the Rocky Mountain foreland province". *Geological Society of America*, memoria 171, pp. 41-51.
- Spang, J. H., Evans, J. P. y Berg, R. R. (1985): "Balanced cross-sections of small fold structures". *The Mountain Geologist*, 22, pp. 41-46.
- Spector, A. (1975). *45th SEG Meeting*, Denver.
- Spector, A. y Grant, F. S. (1970): Statistical methods for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, pp. 293-302.
- Stearns, D. W. y Jamison, W. R. (1977): "Deformation of sandstones over basement uplifts, Colorado national Monument". En *Exploration frontiers of the Central and Southern Rockies* (Veal, H. K., ed.). Rocky Mountain Association of Geologist Guidebook, pp. 31-39.
- Stone, D. S. (1983): "The Greybull Sandstone pool (Lower Cretaceous) on the Elk Basin thrust-fold complex, Wyoming and Montana". En *Conference on Rocky Mountain Foreland Basins and Uplifts* (Lowel, J. D., ed.). Rocky Mountain Association of Geologist, pp. 345-356.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. A. (1990): "Geometry and kinematics of fault-propagation folding". *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83, pp. 409-454.
- Suppe, J. (1983): "Geometry and kinematics of fault-bend folding". *American Journal of Science*, 283, pp. 684-721.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. A. (1984): "Fault-propagation folding". *Geological Society of America Abstract with programs*, 16(6), p. 670.
- Surfer v. 6.01 (1995): "Programa para la interpolación y delineación de mapas". *Golden Software, Inc.* 809 14th Street, Golden, Colorado 80401-1866, USA.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988): "Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain". *Phys. Earth Planet. Int.*, 51, pp. 226-234.
- Syberg, F. J. R. (1972): A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, 20, pp. 47-75.
- Talwani, M., Worzel, J. L. y Landisman, M. (1959): "Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone". *J. Geophys. Res.*, 64, pp. 49-59.

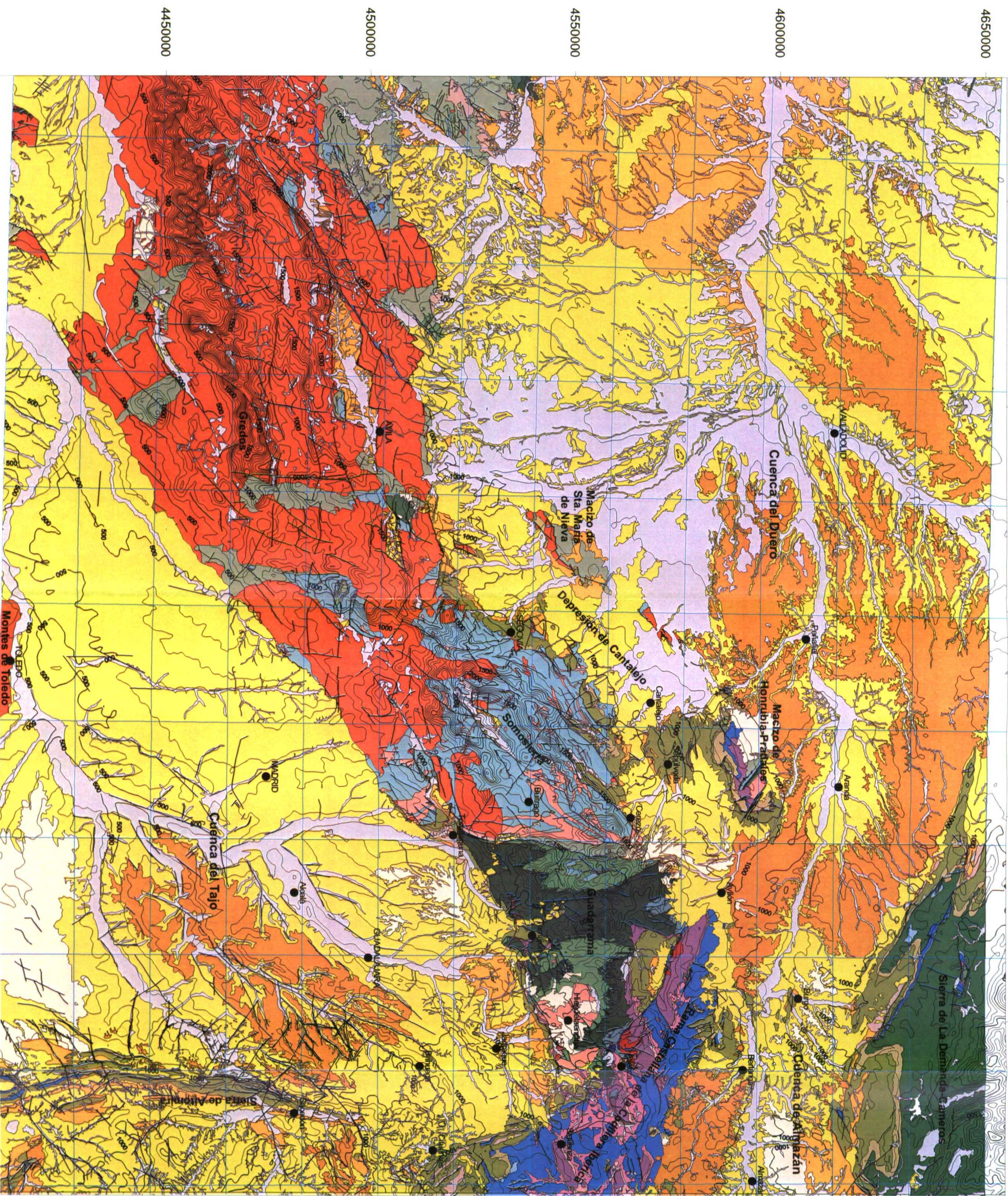
- Talwani, M. y Heirtzler, J. R. (1964): "Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape". En : Parks, G. A. (Ed.), *Computers in the mineral industries, Part 1*, Stanford University Publ., Geological Sciences, 9, pp. 464-480.
- Tejero, R., Perucha, M. A., Rivas, A. y Bergamín, J. F. (1996): "Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central". *Geogaceta*, 20(4), pp. 47-950.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. y Keys, D. A. (1976): *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. 860 pp.
- Thanassoulas, C. y Tsokas, G. N. (1985): A micro computer program for Tsuboi's method of gravimetric interpretation. *First Break*, 3, pp. 16-22.
- Tiwari, V. M. y Mishra, D. C. (1999): "Estimation of effective elastic thickness from gravity and topography data under the Deccan Volcanic Province, India". *Earth and Planetary Science Letters*, 171, pp. 289-299.
- Tomoda, Y. y Aky, K. (1955): Use of the function $\sin x / x$ in gravity problems. *Proceedings of the Japanese Academy*, 31, pp. 443.
- Tornos, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 152 pp.
- Treitel, S., Clement, W. G. y Kaul, R. K. (1971): The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 24, pp. 415-428.
- Tselentis, G. A., Drakopoulos, J. y Dimitriadis, K. (1988): A spectral approach to moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece). *J. Phys. Earth*, 36, pp. 255-266.
- Tsenn, M.C., Carter, N.L. (1987): "Upper limits of power law creep of rocks". *Tectonophysics* 136, pp. 1-26.
- Turcotte, D. L. y Schubert, G. (1982): *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, Inc. 450 págs.
- Udías, A. y López Arroyo, A. (1970): Análisis de frecuencias y su programación. *Revista de Geofísica*, XXIX(1), pp. 1-39.
- Van Wees, J. D. (1994): *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 164 pp.
- Vargas, I., Franco, P., Figuerola, L. C. y Peón, A. (1982): "Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. 2ª Edición MAGNA. Memoria y plano de la Hoja Alba de Tormes (nº 504)". ITGE. Madrid.
- Vegas, R., Banda, E. (1982): "Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula". *Earth Evolution Sciences*, 4, pp. 320-343.
- Vegas, R., Vázquez, J. T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990): "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". En: *Alpine Evolution of Iberia and its Continental Margins* (G. Boillot y J. M. Fontboté Eds.), *Tectonophysics*, 184, pp. 367-378.
- Vialette, Y., Bellido, F., Fúster, J. M. y Ibarrola, I. (1981): "Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 327-335.
- Vialette, Y., Casquet, C., Fúster, J. M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C.

- (1986): "Orogenic granitic magmatism of preordovician age in the Spanish Central System (S.C.S.) Iberian Hercynian Belt". *Terra Cognita*, 6, p. 143.
- Viallette, Y., Casquet, C., Fúster, J. M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C.** (1987): "Geochronological study of othogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, H 10, pp. 465-479.
- Villaseca, C.** (1983): "*Evolución metamórfica del sector-septentrional de la Sierra de Guadarrama*". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 331 pp.
- Villaseca, C.** (1985): "Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia". *Estudios Geológicos*, 41, pp. 11-15.
- Villaseca, C., Andonaegui, P. y Barbero L.** (1993): "*Mapa geológico del plutonismo Hercínico de la Region Central Española (Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo). Escala 1:150.000*". Servicio de publicaciones C.S.I.C.
- Villaseca, C., Huertas, M. J. y Nuez, J.** (1992): "Magmatismo postorogénico y anorogénico en el Sistema Central Español". *Geogaceta*, 11, pp. 34-37.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., Barbero, L.** (1999): "Nature and composition of the Lower Continental Crust in Central Spain and the Granulite-Granitic Linkage: Inferences from granulitic Xenoliths". *Journal of Petrology*, 40 (10), pp. 1463-1496.
- Warburton, J. y Álvarez, C.** (1989): "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System". En: *Libro homenaje a Rafael Soler, Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP)*, pp. 147-155.
- Wiener, N.** (1949): *Extrapolation, interpolation and smoothing of stationary time series*. John Wiley and Sons. New York.
- Wildberg, H. G. H., Bischoff, L. y Baumann, A.** (1989): "U-Pb ages of zircons from meta-igneous and metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, pp. 253-262.
- Willis, B. y Willis, R.** (1934): *Geological Structures*. McGraw Hill. Nueva York.
- Wise, D. U. y Obi, C. M.** (1992): "Laramide basement deformation in an evolving stress field, Bighorn Mountain front, Five Spring area, Wyoming". *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 76, pp. 1586-1600.
- Wollard, G. P.** (1975): "Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters". *Bureau Gravimetrique Int., Bull Inform.*, 36, sect. I, pp. 106-110.
- Won, I. J. y Bevis, M.** (1987): "Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon". Algorithms and Fortran subroutines: *Geophysics*, 52, pp. 232-238.
- Zeng, H.** (1989): "Estimation of the degree of polynomial fitted to gravity anomalies and its application". *Geophysical Prospecting*, 37, pp. 959-973.
- Zuber, M. T., Bechtel, T. D. y Forsyth, D. W.** (1989): "Effective elastic thicknesses of the lithosphere and mechanisms of isostatic compensations in Australia". *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 9353-9367.

ANEXO 1

*MAPA GEOLÓGICO DEL
CENTRO PENINSULAR*

- LEYENDA**
- CUATERNARIO
 - PLIOCENO
 - MIOCENO SUPERIOR
 - MIOCENO INFERIOR - MEDIO
 - PALEOGENO
 - CRETACICO SUP 2
 - CRETACICO SUP 1
 - CRETACICO INF 2 (r. Llanos)
 - CRETACICO INF 1 (r. Wadai)
 - JURASICO MEDIO
 - JURASICO INFERIOR
 - TRIASICO SUP (r. Keuper)
 - TRIASICO MED (r. Muschelkalk)
 - TRIASICO INF (r. Bunter Sandstein)
 - PERMIANO
 - SILURICO
 - ORDOVICICO SUPERIOR
 - ORDOVICICO INFERIOR
 - CAMBRIKO-ORDOVICICO
 - CAMBRIKO-PRECAMBRICO
 - PREORDOVICICO (GNEIS)
 - ORTOGNEIS
 - GRANITOIDES
 - ROCAS VOLCANICAS
 - ROCAS BASICAS



4400000

4450000

4500000

4550000

4600000

4650000

0 25 50 km



ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO DEL CENTRO PENINSULAR

300000

350000

400000

450000

500000